

QUADERNS
DMACS nº 14



Ribera Salada, conca del Segre

APUNTS I PRÀCTIQUES PER AL ESTUDI DELS PROCESSOS FLUVIALS

(Assignatures de Geografia Física i Enginyeria de Forest)

Edició: Ramon J. Batalla
Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl



Universitat de Lleida

L'any 1950 Schoklitsch, fent referència al transport de sediment com a càrrega de fons, va afirmar '*... encara queden moltes coses per conèixer sobre el tema*'. La seva va ser una frase plena de raó; els problemes associats a la mesura de la càrrega de fons en canals al·luvials són encara molt importants (Emmett, 1984).

INDEX

Presentació	5
Notacions	6
I APUNTS TEÒRICS	8
1. INTRODUCCIÓ	8
2. CARACTERITZACIÓ ABIÒTICA DELS SISTEMES FLUVIALS	9
2.1. Flux d'aigua: conceptes de força i resistència	9
2.2. Continuitat del flux	12
2.3. Condicions del flux	14
2.4. La velocitat del flux i la seva distribució	14
2.5. Geometria hidràulica	16
2.6. El material del llit del riu	18
3. TRANSPORT DE SEDIMENT	20
3.1. Càrrega iònica	20
3.2. Càrrega sòlida	20
3.2.1. Sediment en suspensió	21
3.2.2. Càrrega de fons	23
II TREBALL DE CAMP	29
1. DETERMINACIÓ DE PARÀMETRES HIDRÀULICS	29
1.1. Geometria hidràulica	29
1.2. Velocitat	30
1.3. Cabal	32
1.4. Cabal de canal ple o <i>bankfull</i>	36
2. CARACTERITZACIÓ DEL MATERIAL DEL LLIT DEL RIU	38
2.1. Distribució granulomètrica	38
2.2. Morfometria de còdols	40
3. MOSTREIG D'AIGUA I SEDIMENT	43
3.1. Material dissolt i sediment en suspensió	43
3.2. Càrrega de fons	44
4. DETERMINACIONS DE CAMP	47
4.1. Temperatura	47
4.2. Conductivitat elèctrica	47
4.3. pH	48
4.4. Alcalinitat	49
4.5. Nitrats	49
III TREBALL DE LABORATORI	52
1. PREPARACIÓ I CONSERVACIÓ DE LA MOSTRA	52
2. DETERMINACIONS QUÍMIQUES	54
2.1. Duresa	54
2.2. Calci	55
2.3. Magnesi	55
2.4. Clorurs	55

3. ANÀLISI GRANULOMÈTRICA DEL SEDIMENT	57
4. NETEJA DEL MATERIAL DE CAMP I DE LABORATORI	59
IV TREBALL DE GABINET	61
1. CÀLCULS HIDRÀULICS	61
2. DETERMINACIÓ DEL NIVELL DE CANAL PLE O <i>BANKFULL</i>	62
3. AVALUACIÓ DE LES CONCENTRACIONS DE SEDIMENT	63
3.1. Sediment en suspensió	63
3.2. Càrrega de fons	63
4. ELABORACIÓ I INTERPRETACIÓ DE CORBES GRANULOMÈTRIQUES	64
5. CÀLCUL DE LA PRODUCCIÓ DE SEDIMENT D'UNA CONCA	68
BIBLIOGRAFIA	70
ANNEX	73
Fitxes de camp i de laboratori	
Mapa de la ribera Salada (conca del Segre)	

PRESENTACIÓ

L'estudi i el coneixement de la dinàmica fluvial i de la qualitat i la quantitat dels recursos hídrics és un element bàsic per a la gestió hidrològica i, en general, per a la planificació territorial d'un país. En aquest àmbit, el transport de sediment és un aspecte particularment destacat per les seves implicacions ambientals i de gestió dels rius i les seves conques de drenatge, sobretot en àrees sensibles com són les conques forestals de muntanya de clima mediterrani.

En la guia que es presenta a continuació s'ofereixen una sèrie de materials bàsics, teòrics i pràctics, sobre mesures i controls en Geomorfologia fluvial, com a material de suport a les assignatures de Geografia Física i d'Enginyeria de Forest que s'imparteixen a la Universitat de Lleida. S'hi descriuen els aspectes essencials que cal tenir en compte a l'hora de caracteritzar els sistemes fluvials des d'un punt de vista abiòtic, especialment els rius de graves, tant pel que fa al de control dels principals paràmetres hidràulics, com físico-químics, granulomètrics, morfològics i de transport de sediment. Els materials provenen de diversos treballs publicats o inèdits que l'autor de la guia i professor de l'assignatura ha anat recopilant al llarg dels anys en el si del Grup de Recerca Ambiental Mediterrània GRAM (Universitat de Barcelona), amb motiu de sortides de pràctiques al camp amb estudiants de Geografia, primer a la Universitat de Barcelona i actualment a la Universitat de Lleida. Els materials s'han compilat i editat per a servir de base i guia de les pràctiques de camp d'aquesta assignatura que es realitzen habitualment a la conca de la ribera Salada. S'ha inclòs també un conjunt d'apunts teòrics resumits i pràctiques de laboratori i treball de gabinet com a continuació i complement del treball de camp.

Ramon J. Batalla

Lleida, Juny de 1998

NOTACIONS

Es llisten a continuació les notacions i símbols que s'utilitzen en les diferents expressions de càlcul al llarg del text:

c	= coeficient de rugositat de Chézy
d	= fondària mitjana del flux en la secció (m)
f	= factor de rugositat de Darcy-Weisbach
ff	= factor de fricció
g	= acceleració de la gravetat (m s^{-2})
i_b	= taxa de transport de fons en pes submergit ($\text{g m}^{-1} \text{s}^{-1}$)
n	= coeficient de rugositat de Manning
s	= pendent del sector
t	= temps
v	= velocitat del flux (m s^{-1})
v_*	= velocitat mitjana de tall (m s^{-1})
A	= àrea de la secció (m^2)
C ₁	= concentració de la solució injectada
C ₂	= concentrada mitjana ponderada (integrada)
D _x	= percentil característic de la distribució granulomètrica del material del llit (m)
D ₅₀	= mida mitjana del material del llit (m)
F	= índex d'aplanament
L	= càrrega de sediment en suspensió en unitats de pes per unitat de temps
P _h	= perímetre mullat (m)
Q	= cabal ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
Q _{bkf}	= cabal <i>bankfull</i> ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
R	= radi hidràulic (m)
R _m	= índex d'esmussament
R _e	= número de Reynolds
S _f	= pendent de fricció
S _s	= concentració de Sediment en Suspensió (mg l^{-1})
TSD	= Total de Sòlids Dissolts (mg l^{-1})
T	= temperatura ($^{\circ}\text{C}$)
V	= volum
V _e	= volum de l'esfera ($\frac{4}{3} \pi r^3$)
ϕ	= $-\log_2 D_x$ (escala phi per granulometries)
μ	= viscositat del flux ($\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$)
ρ_w	= densitat del fluid (kg m^{-3})
ρ'	= densitat del material (kg m^{-3})
ρ'_s	= densitat del material en pes submergit (kg m^{-3})
σ	= índex de dispersió de mostres de sediment
τ_0	= tensió de tall mitjana (N m^{-2})
τ_c	= tensió de tall crítica (N m^{-2})
Ψ	= índex d'esfericitat

I. APUNTS TEÒRICS

I. APUNTS TEÒRICS

1. INTRODUCCIÓ

Els rius drenen l'aigua que precipita i circula pels continents i la porten als oceans, i són, per tant, els agents de transport dels productes de la meteorització i de l'erosió. L'aigua transporta aquests materials tant en dissolució com en forma de material particulat en suspensió o per arrossegament i tracció.

En el primer dels casos, la informació sobre la càrrega de material dissolt pot ser d'una gran utilitat des d'un punt de vista científic alhora d'avaluar taxes d'erosió i meteorització i de descriure la importància relativa dels processos químics de denudació. En àrees humides i subhumides, és a dir en conques àmpliament cobertes per bosc, l'exportació de material dissolt fora de la conca per l'acció de l'aigua és sovint el principal factor que domina el procés de denudació. Les sortides d'elements químics dissolts en l'aigua són el resultat tant de les entrades provinents de l'atmosfera, incloent-hi la precipitació i la deposició seca, de la meteorització del sòl i la roca mare i, dels processos bioquímics que es desenvolupen en l'interior de la conca, i en el cas de conques on l'activitat humana hi és present, dels processos que d'aquesta acció se'n puguin derivar, en especial de tipus forestal, agrícola i/o industrial. La càrrega de material dissolt que surt d'una conca reflexa tots els processos naturals i antròpics que en ella hi tenen lloc, i és, per tant, un indicador molt sensible de les condicions actuals de la conca. Els canvis que es produeixen en el transport del material dissolt poden proporcionar un valuós coneixement sobre les alteracions dins del sistema conca i facilitar, d'aquesta manera, l'adopció de mesures correctores. Encara són pocs els programes de recerca i de control que centren l'atenció en el material transportat en dissolució pels rius, especialment en àrees mediterrànies.

L'aigua que circula pels rius constitueix un dels agents geomorfològics més potents de la superfície de la terra. Aquesta circulació porta associats una sèrie de processos erosius, de transport i de deposició de sediment en forma sòlida o particulada. Aquests processos creen una gran varietat de formes del relleu i paisatges fluvials, que a través de la història han influït en moltes activitats humanes, des de el control d'avingudes a la navegació, passant pel desenvolupament d'esquemes d'irrigació i subministrament d'aigua, la construcció i aterrament d'embassaments, etc.

Els programes de control del transport de sediment aporten una informació molt vàlida per avaluar l'impacte de projectes en el medi com ara carreteres, ponts i presses i per determinar la capacitat de les mesures per minimitzar els efectes d'aquests projectes. Aquests tipus de programes són molt escassos arreu del món i només EEUU i Canadà tenen estacions de control sedimentomètric estables arreu del país, que funcionen en el marc dels programes de control hidromètric i de qualitat d'aigües.

2. CARACTERITZACIÓ ABIÒTICA DELS SISTEMES FLUVIALS

L'aigua que circula des de el continent fins a l'oceà forma i manté un sistema físic i hidràulic altament organitzat. El mateix que per a qualsevol aspecte del medi natural, les interrelacions del sistema fluvial son múltiples i complexes, per la qual cosa es fa difícil estudiar-lo simultàniament en la seva totalitat. Els aspectes fonamentals que

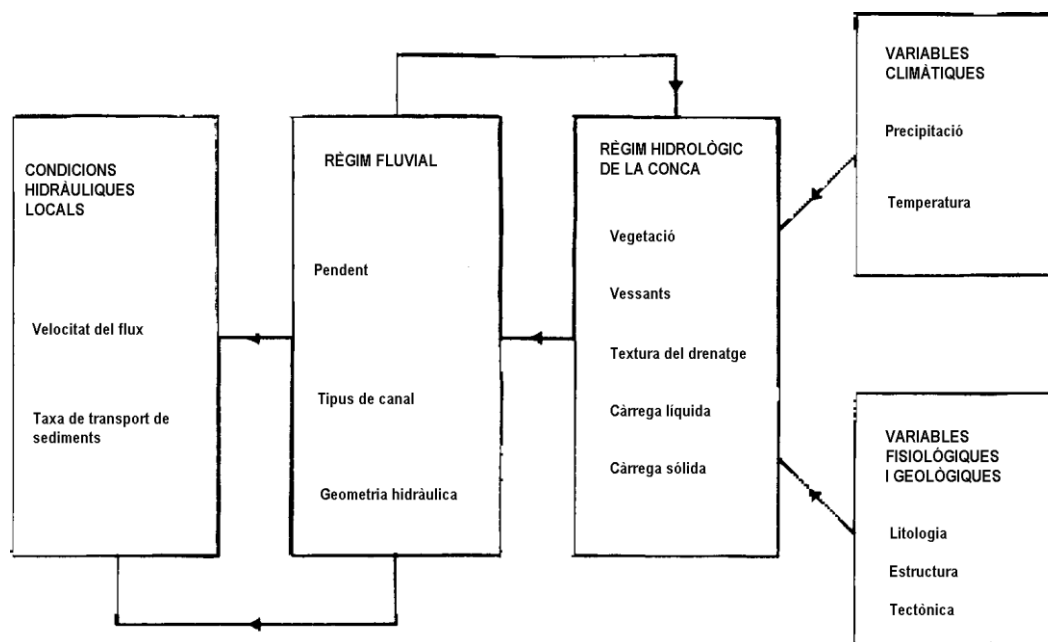


Figura 1. Relacions internes dels sistemes fluvials (Allen, 1977)

regeixen el comportament dels rius i dels seus processos hidràulics s'entenen a la llum dels principis bàsics de la física, encara que son possibles infinites variacions en el seu comportament degudes a les condicions locals de litologia, topografia, clima i vegetació (figura 1).

2.1. FLUX D'AIGUA: CONCEPTES DE FORÇA I RESISTÈNCIA

L'aigua que circula per un canal està subjecte a dues forces externes principals: la gravetat i la fricció o resistència. La gravetat és la força que dona impuls a l'aigua contra les parets del canal i riu avall. La fricció és la força que es produeix entre l'aigua i el perímetre del canal, i constitueix una força de resistència al moviment gravitacional riu avall. La capacitat de l'aigua que circula per excavar un canal, transportar sediment i, en definitiva, degradar el paisatge, depèn d'aquestes dues forces, l'impuls gravitacional i la resistència del substrat que se li oposa. La influència de la litologia i de la topografia en la capacitat de l'aigua corrent per excavar i transportar s'exerceixen, principalment, a través de la seva relació amb les forces de resistència. Com a resultat, l'aigua que circula riu avall produeix una força sobre el canal fluvial anomenada tensió de tall. La tensió de tall que exerceix el flux d'aigua que circula sobre el llit i les lleres del riu (τ_0 en $N\ m^{-2}$) ve definida per la següent equació:

$$\tau_0 = \rho_w g d s = \gamma_w d s$$

on, ρ_w que és la densitat del fluid en kg m^{-3} i g que és l'acceleració de la gravetat en m s^{-2} defineixen el pes específic de l'aigua (γ_w), d és la fondària mitjana de la secció en metres (en ocasions s'utilitza el radi hidràulic) i s és el pendent de l'aigua en el sector.

La força de resistència és funció directa de la rugositat del cabal, que es pot definir com la quantitat total de influències de tipus friccional o de retard que causen pèrdues d'energia al fluid en moviment i s'oposa a la força gravitacional riu avall que manté el flux en moviment. La rugositat varia segons la distribució granulomètrica del material del llit del riu, de la geometria del llit fluvial, i de les irregularitats del llit i els marges del canal, destacant-ne el paper de la vegetació en determinades èpoques del l'any. Segons quin sigui el balanç entre ambdós components, tensió de tall i resistència, tindrem mobilització, transport i/o deposició.

El coeficient de rugositat en un canal és la suma de tots els factors que contribueixen a la resistència al flux. Aquests factors es poden dividir en dos grans grups:

1) Resistència al flux degut a l'efecte de les partícules individuals (distribució granulomètrica) en el llit del riu. La rugositat de les partícules es pot utilitzar també en termes relatius en relació a paràmetres hidràulics en el canal:

$$ff = d / D_x$$

o

$$ff = R / D_x$$

on, ff és el factor de fricció, d és la fondària del flux, D_x és un percentil característic de la distribució granulomètrica del material del llit i R és el radi hidràulic. En canals rugosos amb límits ben definits aquesta relació d'expressa sovint en la forma

$$1 / ff = c \cdot \log [a \cdot (R/D_x)]$$

on, c i a son constants obtingudes de la relació entre factor de fricció (ff) i rugositat relativa (R / D_x).

2) Rugositat deguda a les formes en rius amb materials grollers, a dues escales:

a. Formes del llit a petita escala:

- Agrupacions de còdols (*pebble clusters*), forma molt comuna en rius amb materials grollers; aquestes formes estan caracteritzades per algunes partícules que actuen coma obstacles projectant-se per sobre de les partícules veïnes, donant lloc a acumulacions de grans còdols i dipòsits de material fins generalment en el costat de sotavent de les formacions (la mida d'un cluster o agrupació està controlada per la mida del obstacle que l'ha creada)

- Alineacions transversals al flux, formades per còdols i blocs, que es troben proporcionalment espaiades en relació a la mida de les partícules més grans situades en la cresta de les alineacions. Aquesta forma és força comuna en rius amb forts pendents i àrees d'aigües baixes en el canals

b. Formes del llit a gran escala:

Aquestes formes son bàsicament els sistemes *step-pool* (salt i som), formats quan el llit del riu està format per esglaons de material gràcies a la disposició de còdols i blocs de manera transversal al canal. Les seves crestes estan representades per una gran partícula individual, essent la distribució natural de mides del material la responsable última de la seva formació i estabilitat. Les principals diferències entre salts i soms son:

- Salts:
 - contenen grans pedres
 - el riu s'estreny
 - hi ha més turbulència
 - el pendent augmenta
- Soms:
 - no contenen materials gaire grollers
 - el riu s'eixampla
 - la velocitat del flux disminueix
 - el pendent es fa més suau

Es conegut des de fa més de dos-cents anys que la velocitat mitjana de l'aigua en un canal és proporcional al pendent longitudinal i al radi hidràulic del flux, i que la constant de proporcionalitat està en funció de la resistència al flux. Hi ha tres equacions clàssiques de descriuen aquesta relació, que son:

i) equació de Chézy

$$v = c R S_f^{1/2}$$

ii) equació de Manning

$$v = (R^{2/3} S_f^{1/2}) / n$$

iii) equació de Darcy-Weisbach

$$v = \{(8gR S_f) / f\}^{1/2}$$

en les quals v és la velocitat mitjana del flux, R és el radi hidràulic, S_f és el pendent de fricció, g és l'acceleració deguda a la gravetat, i c , n i f son els respectius coeficients de resistència.

Les equacions i) i ii) son completament empíriques i els seus coeficients son dimensionals, encara que han estat àmpliament utilitzades pels enginyers. L'equació iii) presenta una definició adimensional del coeficient de resistència que ha estat derivat a partir de teories sobre capa límit i flux en canonades i que s'utilitza molt sovint en estimacions semiempíriques de resistència de flux. Els tres coeficients estan relacionats a partir de

$$v / v_* = (8 / f)^{1/2} = R^{1/6} / n g^{1/2} = c / g^{1/2}$$

on $v_* = (gRs)^{1/2}$ és la velocitat mitjana de tall. Els coeficients f i n son directament proporcionals a la resistència del flux mentre que el coeficient c n'és inversament proporcional. El problema principal alhora de calcular la resistència del flux és l'avaluació del coeficient. Un dels mètodes objectius per estimar la rugositat d'un llit

fluvial és la utilització de percentils de la granulometria del sediment, especialment el calibre mig (D_{50}) o un percentil característic de la distribució (D_{84}). Aquests calibres característics s'han utilitzat per a l'elaboració de coeficients de rugositat molt utilitzats en càlculs fluvials. Un d'aquests coeficients és el de Strickler:

$$n = 0,0151 (D_{50})^{1/6}$$

2.2. CONTINUITAT DEL FLUX

Si la densitat de l'aigua roman constant al llarg d'un sector de riu i no rep aportacions noves d'aigua laterals per afluents o filtració, o perd aigua, aleshores el cabal serà constant entre diferents (n) seccions aigües avall:

$$Q = A_1 \cdot v_1 = A_2 \cdot v_2 = A_3 \cdot v_3 = \dots A_n \cdot v_n$$

La magnitud relativa dels dos components (A, secció i v, velocitat) pot ser diferent, però el seu producte ha de mantenir-se constant. Això és el que expressa l'equació de continuïtat: la noció de que el flux d'aigua és constant en sectors fluvials successius assumint que no hi ha entrades i sortides d'aigua en el sector, tal i com s'il·lustra a la figura 2 i la foto 1. De cara a mantenir la continuïtat, la velocitat del flux entre seccions transversals ha de canviar de manera inversament proporcional a l'àrea en les mateixes seccions.

Exemple:

Per un cabal (Q) de $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, la velocitat (v) en una secció (A) de 4 m^2 ha de ser de $0,5 \text{ m s}^{-1}$, però si aigües avall la secció es redueix a 1 m^2 la velocitat haurà d'augmentar fins a 2 m s^{-1}

Com que l'àrea d'una secció és igual al producte de la fondària per l'amplada, l'equació de continuïtat es pot reescriure com:

$$Q = w_1 \cdot d_1 \cdot v_1 = w_2 \cdot d_2 \cdot v_2 = w_3 \cdot d_3 \cdot v_3 = \dots w_n \cdot d_n \cdot v_n$$

Altres cops els canvis en un dels tres paràmetres han de provocar l'ajustament d'un o dos dels altres paràmetres.

Exemple:

Un cabal de $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ es pot assolir a partir entre d'altres de les següents combinacions:

$$\begin{aligned} Q = 2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} &= w (8\text{m}) \cdot d (0,5\text{m}) \cdot v (0,5 \text{ m s}^{-1}) \\ &= w (4\text{m}) \cdot d (0,5\text{m}) \cdot v (1 \text{ m s}^{-1}) \\ &= w (4\text{m}) \cdot d (1\text{m}) \cdot v (0,5 \text{ m s}^{-1}) \\ &= w (4\text{m}) \cdot d (0,25\text{m}) \cdot v (2 \text{ m s}^{-1}) \end{aligned}$$

2.3. CONDICIONS DEL FLUX

Un flux d'aigua es defineix com laminar o com turbulent. La major part dels fluxs que circulen en vessants i canals fluvials són turbulents, és a dir, estan constituïts per un sistema de innumerables remolins que contínuament es formen i desapareixen. Aquesta

turbulència és la que permet elevar, sostenir i transportar partícules en l'aigua. La turbulència es genera per la fricció entre l'aigua i el perímetre mullat, és a dir, pel contacte amb el llit i els marges (figura 3). La rugositat provoca una circulació turbulenta. Com més rugós és el llit més fricció amb el flux d'aigua i més turbulència. El número de Reynolds (R_e) descriu aquesta condició del flux, a partir de la relació entre inèrcia i viscositat:

$$R_e = v d \rho / \mu$$

on, v és la velocitat del flux en $m s^{-1}$, d és la fondària del flux en m , ρ és la densitat del flux en $kg m^{-3}$, i μ és la viscositat del flux en $g cm^{-1} s^{-1}$. Els valors alts del número de Reynolds indiquen un flux turbulent, mentre que els valors baixos indiquen un flux proper al laminar. Així, el flux laminar ocorre quan els números de Reynolds son inferiors a 500; quan els valors en mouen entre 500 i 2000 es tracta d'un flux de transició; si el número de Reynolds és superior a 2000 ens trobem davant d'un flux turbulent.

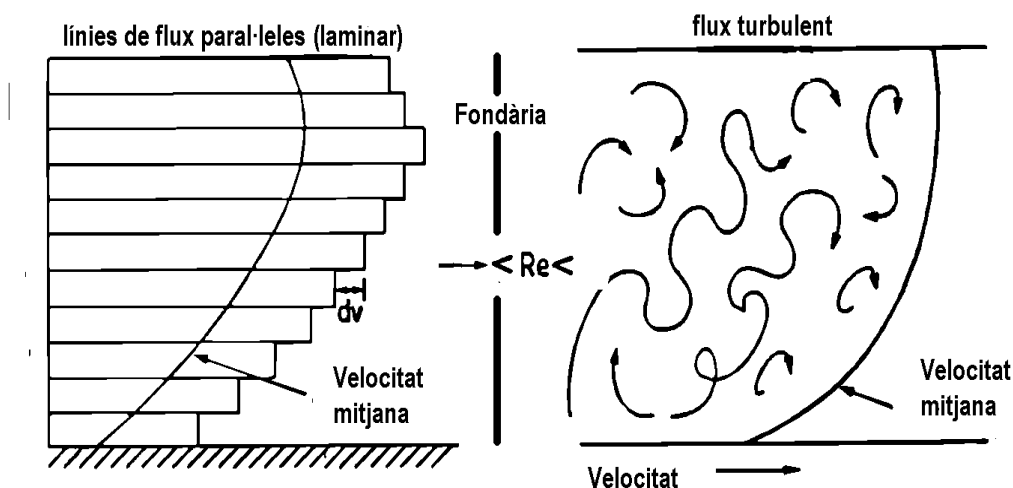


Figura 3. Tipus de flux laminar i turbulent (Richards, 1982)

2.4. LA VELOCITAT DEL FLUX I LA SEVA DISTRIBUCIÓ

Sobre el llit d'un canal la velocitat del flux és mínima, i per sobre es va incrementant progressivament a mesura que augmenta la distància al llit del riu. La taxa d'increment està governada per la forma en que té lloc la barreja entre els elements del flux que es mouen lentament prop del fons i els que es mouen més ràpid per sobre d'ells. En un flux de tipus no turbulent la barreja és molecular i per les forces viscoses, i la velocitat varia de manera lineal amb la fondària. La força de tall és proporcional a la velocitat. En un flux de tipus turbulent la barreja es realitza per remolins i la força de tall és proporcional al quadrat de la velocitat.

La velocitat de l'aigua en un canal decreix cap al llit del riu seguint la forma d'una corba de tipus logarítmic (figura 4). Existeix una fondària en la qual la velocitat local és igual a la velocitat mitjana del conjunt de la corba. Aquesta posició es troba a 0,6 de la distància des de la superfície fins al llit. La forma de la corba de distribució de velocitats depèn de la rugositat del llit. Per una fondària de flux determinada, quan més gran és la rugositat del llit més són les pèrdues d'energia per turbulència sobre el llit, la qual cosa té com a resultat un major gradient de velocitat des del fons fins a la superfície.

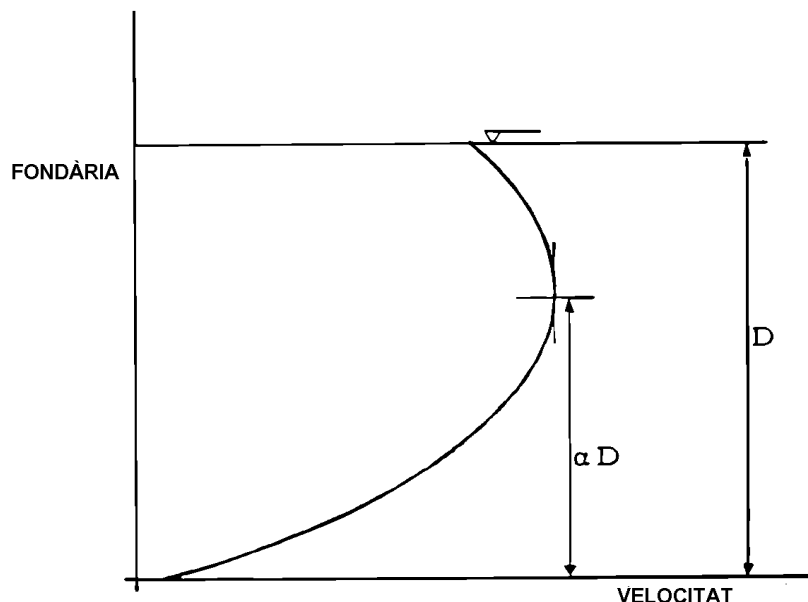


Figura 4. Distribució vertical aproximada de la velocitat d'un flux d'aigua, on la velocitat màxima es dona a $\alpha \approx 2/3d$ (fondària)

Quan es parla de velocitat de l'aigua en un curs fluvial no s'ha d'entendre que ens referim a la velocitat que té lloc en un punt determinat, sinó a una velocitat mitjana per al conjunt el flux en aquella secció determinada. Encara que la velocitat es defineix com un vector que té alhora direcció i magnitud, en els canals no confinats dels cursos naturals la velocitat és similar a l'acceleració, és a dir, es produeix en una direcció perpendicular a la secció transversal. Aquesta velocitat depèn de diversos factors, entre els quals: a) gradient d'energia (component tangencial de la força de la gravetat), generalment estimat pel pendent de la superfície de l'aigua, b) la fondària del flux, és a dir del cabal, c) la rugositat del perímetre per el que circula l'aigua (a efectes de fricció) i, d) les propietats de l'aigua, especialment de la seva viscositat, que és funció de la temperatura.

Encara que en enginyeria la velocitat mitjana es calcula mitjançant alguna de les diverses fórmules semiempíriques que contenen aquestes variables, no s'ha d'oblidar que la velocitat varia d'una part a l'altra de una secció determinada, i que és el resultat de la interacció complexa de diversos elements presents en el canals fluvials. Una de les equacions més comunment utilitzada per al càlcul de la velocitat a partir dels paràmetres hidràulics existents, és l'equació de Manning, basada en determinacions experimentals i de camp sobre uns valors determinats anomenats coeficients de resistència (veure apartat 1.2. de la secció de treball de camp).

2.5. GEOMETRIA HIDRÀULICA

Algunes característiques hidràuliques dels canals fluvials (fondària, amplada, velocitat i càrrega en suspensió) varien amb el cabal com a funcions exponencials simples per una secció transversal de riu donada. Existeixen variacions similars en relació al cabal entre les seccions transversals al llarg d'un riu, sota la condició que el cabal en tots els punts sigui d'igual freqüència d'ocurrència. Les funcions derivades per una secció donada i entre diverses seccions al llarg d'un riu difereixen només en els valors numèrics de coeficients i exponents. Aquestes funcions són:

$$w = aQ^b$$

$$d = cQ^f$$

$$v = kQ^m$$

$$L = pQ^j$$

on, w és l'amplada en m, d és la fondària mitjana en m, v és la velocitat mitjana en $m\ s^{-1}$, Q és el cabal d'aigua en $m^3\ s^{-1}$, L és la càrrega de sediment en suspensió en unitats de pes per unitat de temps i a , c , k , p , b , m , f , j , són constants numèriques. Aquestes relacions en una secció transversal de canal donada i aigües avall són molt similars, fins i tot per sistemes fluvials molt diferents en quant al marc fisiogràfic (figura 5). Aquestes relacions es descriuen amb el nom de 'geometria hidràulica' (Leopold & Maddock, 1953). Quan els cabals són d'igual freqüència en diferents punts al llarg d'un riu, això és, iguals o superiors el mateix percentatge de temps, la velocitat, així com l'amplada i fondària del flux s'incrementen amb el cabal aigües avall. Aquest increment de velocitat aigües avall resulta del fet que l'increment de fondària està compensat per la disminució del pendent.

La tendència de la velocitat a incrementar-se aigües avall existeix en la majoria dels rius a pesar del decreixement de la mida de les partícules direcció aigües avall. Això indica que la velocitat mitjana en un sector donat, no està merament en funció de la mida de les partícules, les quals s'han de transportar, sinó que està governada per una més complexa interacció entre diversos factors. En aquest sentit, la càrrega en suspensió ens pot servir per proposar una explicació de les característiques mitjanes observades en els sistemes fluvials naturals. Aquestes característiques són determinants importants de la forma de la secció transversal d'un canal i dels canvis progressius en la seva forma aigües avall.

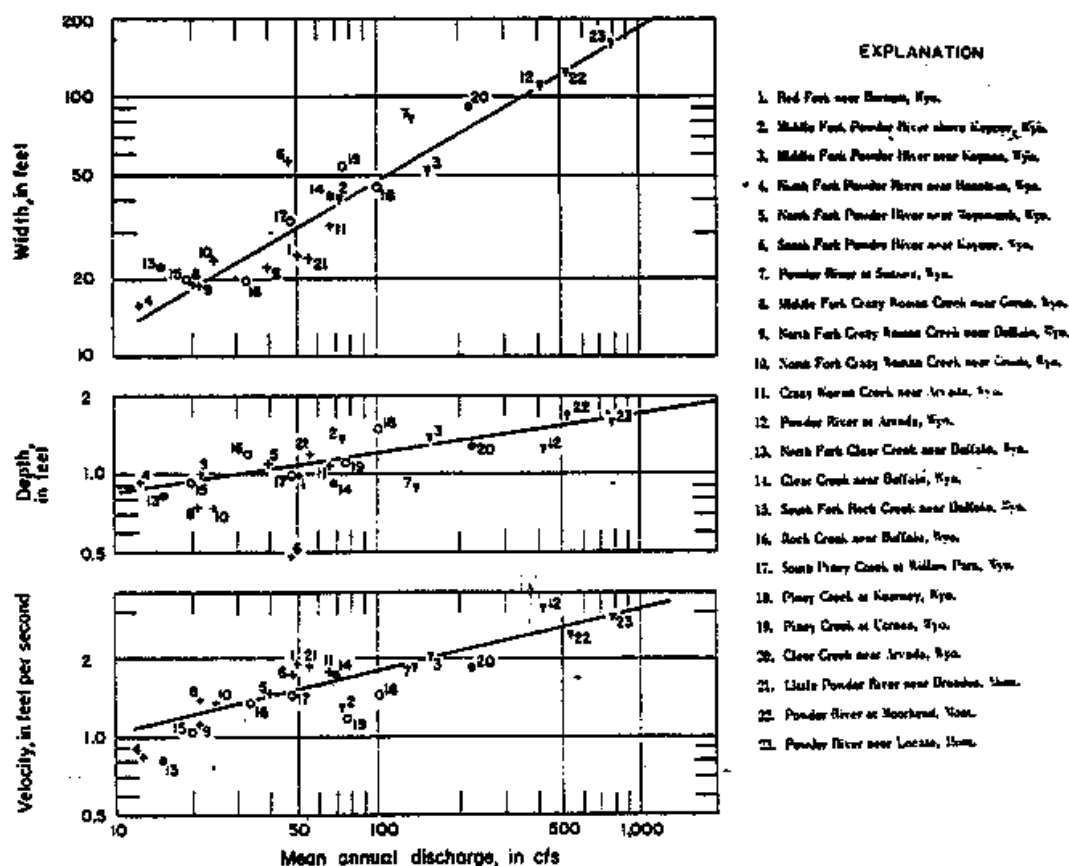


Figura 5. Geometria hidràulica (Leopold & Maddock, 1953)

La relació empírica entre característiques hidràuliques del canal i càrrega en suspensió proporcionen, en termes semiquantitatius, una explicació lògica per la forma del canal observada. Així, la majoria de sistemes fluvials tendeixen a desenvolupar-se d'una manera per produir un equilibri aproximat entre el canal i l'aigua i sediment que ha de transportar. Aquest equilibri aproximat sembla existir fins i tot en capçaleres de tributaris sense equilibri i seccions transversals donades per tots els cabals per sobre del nivell de canal ple o *bankfull*.

Per a l'estudi de la dinàmica dels canals fluvials, en relació a l'evolució de la seva forma (geometria hidràulica), un dels mètodes més utilitzats és el de la realització sistemàtica de perfils transversals (Sala & Rovira, 1987). Els perfils transversals permeten, així mateix, calcular cabals d'aigua actuals en combinació amb mesures reals de velocitats, o estimar cabals de creixuda a partir de càlculs teòrics de velocitat. El traçat del perfil transversal es basa en la mesura dels desnivells relatius entre diferents punts d'una línia situada transversalment al curs fluvial. Els principals elements geomètrics que configuren una secció transversal d'un riu es presenten a la figura 6.

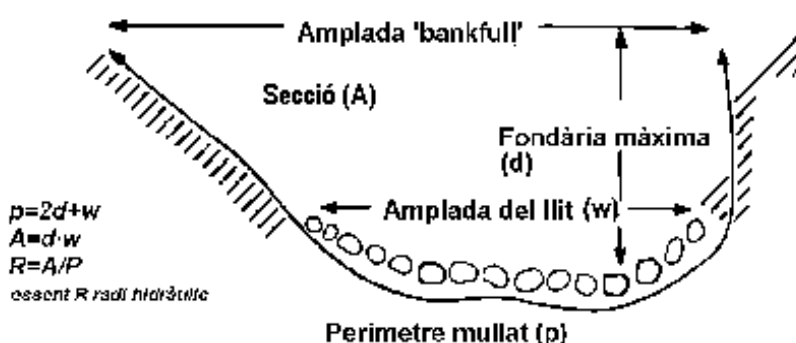


Figura 6. Variables geomètriques en secció en un canal fluvial

2.6. EL MATERIAL DEL LLIT DEL RIU

La caracterització del material del llit d'un riu és un aspecte fonamental a l'hora de descriure les característiques físiques d'un canal fluvial i les seves formes. Aquesta informació pot ser molt útil per a la definició d'aspectes relacionats amb la dinàmica fluvial com: a) inici de moviment del material, b) fonts de sediment en el llit i en la conca, c) paràmetre de rugositat en models de transport de sediment, d) caracterització dels processos d'abradió, etc.

La caracterització granulomètrica del sediment que forma el llit d'un riu és especialment difícil en rius de grava i materials grollers degut, entre d'altres, a l'amplitud del rang que presenten (des de llims fins a grans blocs), a les variacions laterals i longitudinals degudes al transport selectiu de sediment, a les variacions verticals degut a l'existència d'una cuirassa de materials grollers en superfície degut al rentat de material fi durant la recessió d'avingudes (Segura, 1987) (figura 7), a la utilització de mètodes de mostreig no equivalents, etc. (Church et al, 1987). Els geomorfòlegs, enginyers, sedimentòlegs i ecòlegs necessiten quantificar d'una manera precisa aquest material. Generalment s'utilitza un sol índex de la corba de mides de sediment per a caracteritzar granulomètricament un riu. Índexs com el D_{50} , D_{65} , D_{84} i D_{90} , és a dir, els percentils 50, 65, 84 i 90 de la corba acumulativa de sediment, s'utilitzen en equacions de resistència de flux, de càlcul de transport de sediment, d'inici de moviment, etc. (García, 1997)

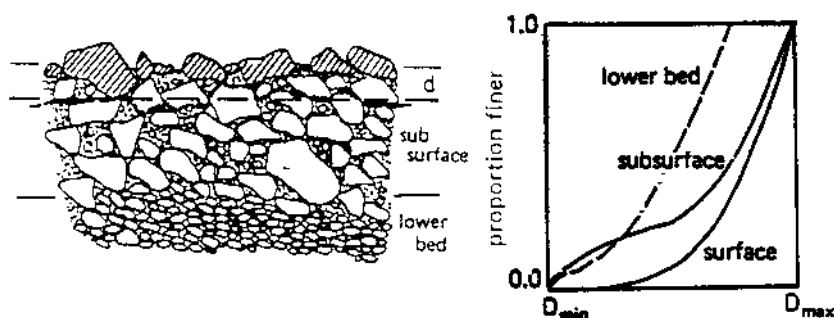


Figura 7. Distribució cuirassada del sediment en un llit de grava (Church et al., 1987)

La determinació de la mida del material s'estableix en base al eix b de la partícula, és a dir, a l'amplada de la mateixa, o eix perpendicular al eix més llarg anomenat a. La caracterització granulomètrica s'estableix en funció de la classificació de mides. Els mètodes de mostreig més utilitzats es divideixen en dos grans apartats: mostreig superficial i mostreig subsuperficial:

a) L'objectiu del mostreig superficial és caracteritzar les propietats de la cuirassa (Foto 2) que son importants per a determinar la rugositat i la estabilitat del llit. El mostreig consisteix en la caracterització del material de la superfície amb un gruix similar al del gruix de la partícula més gran exposada al flux. Els mètodes que s'utilitzen son el de la retícula, els transectes o mostres lineals, el mostreig areal i la fotografia vertical

*Foto 2. Cuirassa de grava en rius de sorres i grava
(Carnation Creek, British Columbia, Canadà). Foto: autor*



b) El mostreig subsuperficial consisteix en el buidat d'un volum de sediments, la seva gradació en mides i la seva distribució en pes. Es realitza després d'haver eliminat la capa superficial i s'anomena mostreig volumètric. Church et al. (1987) proposen com a criteri més acceptable de mostreig que el còdol més gran en una mostra representi com a màxim el 0,1% del pes total de la mostra.

L'anàlisi estadística dels resultats del garbellat de les mostres de sediment recollit del llit del riu ens permet establir la seva distribució granulomètrica (veure pràctiques de gabinet). El paràmetre estadístic més comunament utilitzat per a la caracterització granulomètrica d'una mostra és el percentil 50 o mida mitjana del material.

3. TRANSPORT DE SEDIMENT

La càrrega total de sediment es defineix com la quantitat total de material dissolt i sòlid que passa a través d'una secció de riu determinada.

3.1. CÀRREGA IÒNICA

La càrrega de material dissolt en l'aigua dels rius és el resultat tant de les entrades provinents de l'atmosfera, incloent-hi la precipitació i la deposició seca, de la meteorització de la roca i el sòl, dels processos bioquímics que es desenvolupen en l'interior de la conca, i en el cas de conques on l'activitat humana hi és present, dels processos que d'aquesta acció se'n puguin derivar, en especial de tipus forestal, agrícola i/o industrial. La càrrega de material dissolt de l'aigua d'un riu es pot mesurar directament a través de la determinació dels ions majoritaris (cations: Ca^{++} , Na^+ , Mg^{++} i K^+ anions: HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , elements electroquímicament neutres: SiO_2) i elements minoritaris principals (PO_4^{3-} , Al^{3+} , Fe^-), o indirectament a través de la conductivitat elèctrica que varia proporcionalment a la força iònica de l'aigua i, per tant, a la càrrega total de material dissolt que el riu transporta.

La relació estadística entre cabal i concentració química de l'aigua d'un riu és generalment negativa, és a dir a més cabal menys concentració, i pren la forma següent:

$$\text{TSD} = a Q^{-b}$$

on TSD és el Total de Sòlids Dissolts, Q és el cabal, i a i b son constants derivades empíricament.

En condicions naturals, els rius caracteritzats per concentracions baixes de material dissolt (20-30 mg l⁻¹) estan dominats per les concentracions de Na^+ i Cl^- que reflexen bàsicament la contribució de la precipitació; aquells rius amb concentracions intermitges (30-1000 mg l⁻¹) tendeixen a estar dominats per les concentracions de Ca^{++} i HCO_3^- , relacionats amb les entrades provinents de la meteorització de la roca i el sòl; finalment, rius amb concentracions superiors als 1000 mg l⁻¹ tornen a estar dominats altre cop pel Na^+ i Cl^- , a causa de taxes d'evaporació elevades que donen com a resultat la precipitació de CaCO_3 en el riu.

3.2. CÀRREGA SÒLIDA

En funció de la interpretació que es faci de les observacions de camp, la càrrega total de material sòlid es pot subdividir en les següents categories (figura 8):

- a) Segons el mecanisme de moviment de les partícules en el canal fluvial, es pot dividir en suspensió, saltació i tracció o de fons
- b) Segons el mostreig es pot dividir en sediment en suspensió i càrrega de fons
- c) Segons la font de sediment es poden establir les següents categories:
 - Càrrega total de sediment (material dels vessants i material del llit del riu)
 - Càrrega de material del llit (en suspensió i de fons)
 - Material en suspensió (rentat dels vessants i provinent del llit del riu)

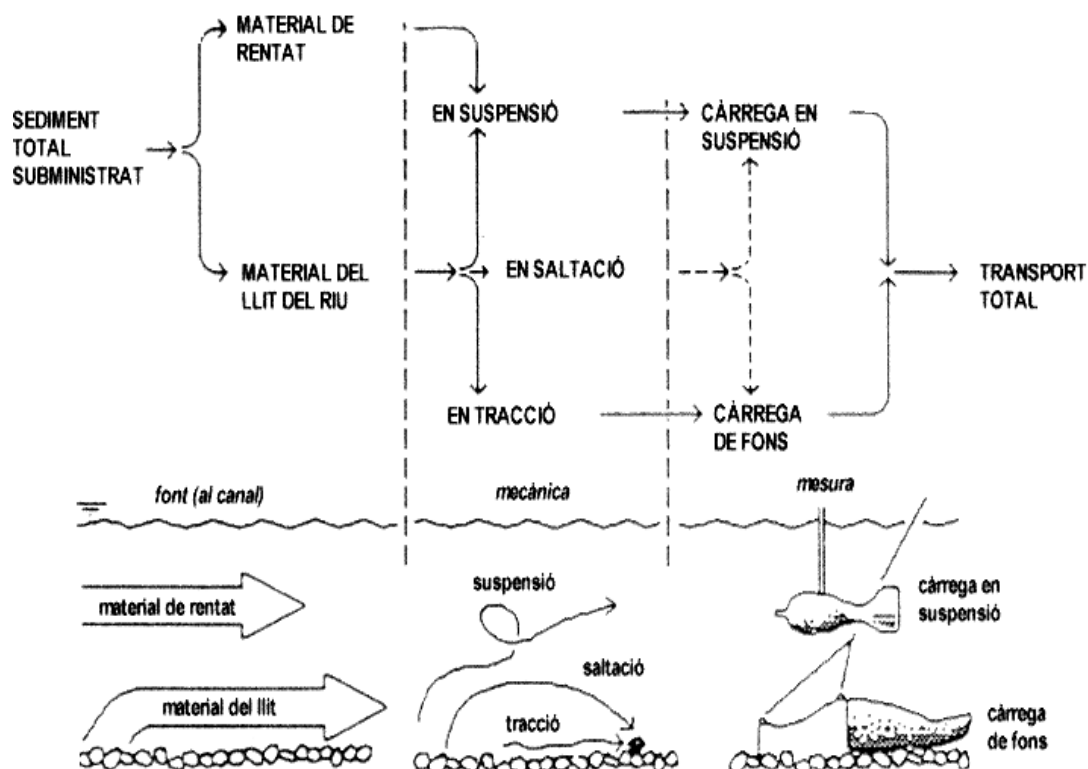


Figura 8. Tipus de transport de sediment (Chandler, 1992)

3.2.1. Sediment en suspensió

El transport de material fi es refereix al material de rentat subministrat pel sòl i sobretot per l'erosió dels marges del canal. Aquest material es transporta principalment en suspensió. La càrrega de sediment en suspensió és la taxa de moviment de les partícules de sediment transportades a causa de la turbulència del flux d'aigua dels rius i es mesura com el transport de les partícules sòlides suspeses entre la superfície del llit del riu i la superfície del flux d'aigua.

Des d'un punt de vista científic la informació sobre transport de sediment és molt útil per a: a) càlcul de taxes d'erosió, b) avaluació de processos de denudació, c) descripció de la dinàmica fluvial, especialment durant les crescudes i d) l'avaluació d'impactes ambientals en conques de drenatge. Des d'un punt de vista tècnic, aquesta informació pot ser molt útil en el tractament de problemes relacionats amb l'erosió i deposició de sediments d'interès ecològic, social i econòmic com ara: a) explotacions d'àrids, b) aterrament i vida dels embassaments, c) deposició de material sòlid en xarxes urbanes de clavegueram, d) aportació de sediment als deltes i planes al·luvials i e) transport associat de contaminants.

El sediment en suspensió es mou aproximadament a la mateixa velocitat que el flux d'aigua que el transporta i només sedimenta quan la velocitat es redueix considerablement. Està compost per partícules minerals, restes vegetals provinents de medis aquàtics i terrestres, particularment fragments d'algues que creixen a les vores i en el llit del canal, i en rius amb circulació d'aigües lenta o rius que drenen llacs, i organismes microscòpics. La terbolesa de l'aigua reflexa la càrrega de material en suspensió, encara que depèn altament de la mida de les partícules suspeses; per un

pes determinat de material, les partícules fines produeixen una terbolesa més alta. Les concentracions més elevades de sediment en suspensió es produeixen prop del llit del riu, encara que una variació considerable en les concentracions pot reflectir canvis en la distribució de les partícules segons la mida (figura 9). Les partícules més grosses tenen les concentracions més elevades prop del llit del riu, mentre que la concentració de la fracció argila roman molt més constant al llarg de tota la columna d'aigua.

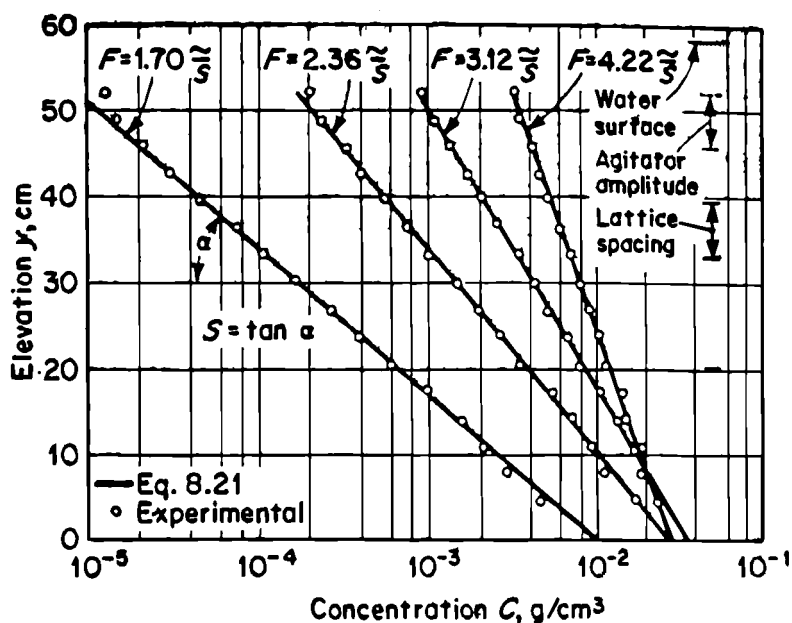


Figura 9. Distribució de la concentració de sorra en suspensió (Rouse, 1938)

Les relacions entre cabal i concentracions de sediment en suspensió, definides a partir de treballs de camp i nombrosos assajos en el laboratori, són generalment positives, és a dir, a més cabal major concentració. Usualment, prenen la forma:

$$Ss = a Q^b$$

on Ss és la concentració de Sediment en Suspensió (mg l^{-1}), Q és el cabal, i a i b són constants derivades empíricament, sovint amb una clara relació amb les característiques de la generació de sediment de la conca corresponent. L'exponent b oscil·la entre 1 i 3 segons els autors. Hi ha a més una tendència pels valors de a i b a estar inversament relacionats, i es pot afirmar de manera aproximada que els valors baixos de b i els alts de a estan associats amb rius que drenen conques de plana sobre sediments fins, i que valors alts de b i baixos de a indiquen rius que transporten sediment provinent de conques de muntanya sobre roques més resistents.

Les relacions estadístiques entre cabal i sediment en suspensió presenten generalment una dispersió important. Aquesta és una situació típica dels sistemes de transport de sediment relacionat amb possibles causes estacionals i fenòmens d'histeresi durant les crescudes. Tal i com han assenyalat diversos autors (e.g. Emmett 1970), l'evolució de la concentració de sediment en suspensió i el cabal durant una crescuda no és paral·lela, sinó que pot estar distorsionada per un temps de retard relatiu entre el pic de la concentració i el pic del cabal (figura 10) o a l'inrevés. Especialment en conques petites, el pic de la concentració de sediment precedeix sovint el pic del cabal, ja que

la producció màxima de sediment es produeix en la primera part de la crescuda. Fins i tot en alguns casos la concentració de sediment comença a decreïxer quan encara el cabal augmenta. Aquest fenomen es pot adscriure normalment a un exhauriment de les aportacions de sediment al canal, que gairebé sempre ha estat detectat en conques petites. En conques més grans, el pic de sediment es produeix més a prop o després del pic de cabal, ja que el sediment prové de fonts allunyades de la sortida de la conca i es subministra al canal principal de manera més o menys continua al llarg de la crescuda. L'efecte d'exhauriment del material disponible per al transport pot veure's incrementat a mesura que l'estació avança i es produeixen crescudes més o menys importants.

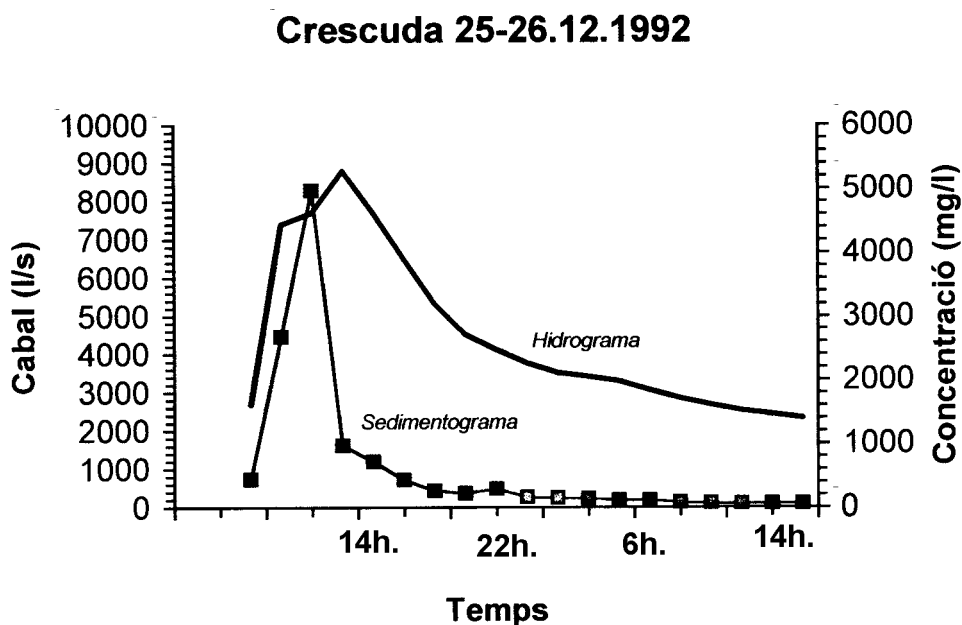


Figura 10. Dinàmica del sediment en suspensió durant una crescuda a la riera d'Arbúcies (Batalla & Sala, 1994)

3.2.2. Càrrega de fons

El transport de material com a càrrega de fons es refereix a aquella proporció del sediment que inclou totes les classes de material que es troben en el llit del riu, i que són transportades per saltació o per rodament pel flux d'aigua. El pes submergit d'aquesta càrrega és sostingut per una combinació de forces fluides i per contactes intermitents amb el llit. Qualsevol partícula en moviment pot arribar a un estat en repòs; per a la càrrega de fons, el progrés aigües avall esdevé una successió de períodes de moviment i descans; les partícules en repòs formen part del material del llit. Hi ha, per tant, una relació molt estreta entre el material del llit i les seves formes de sedimentació i la càrrega de fons. La mida del material que es mou com a transport de fons, diferent d'aquell que ho fa en suspensió, depèn de l'energia i la turbulència del flux. No obstant, rarament inclou material més fi de 0,1-0,2 mm, que es transporta directament en suspensió. Cal assenyalar també, que la càrrega de fons és, normalment, menys del 10% del total de material sòlid transportat pels rius, encara que en rius de muntanya no al·luvials pot arribar fins al 70%. Generalment té més importància allà on el cabal crític d'inici de moviment de les partícules és un esdeveniment relativament freqüent. En condicions de flux normals, la variació del

transport de càrrega de fons en una secció transversal pot ser superior al 50% en intervals de mesura inferiors als 10 minuts (Dietrich & Gallinati, 1991) i del 500% en intervals de 2 minuts (Batalla & Rovira, 1997). Les relacions entre cabal i taxes de transport de fons exhibeixen, doncs, una variabilitat molt important, encara que generalment son positives, és a dir, a més cabal major transport, i prenen també la forma:

$$i_b = a Q^b$$

on i_b és la taxa de transport de fons expressa la capacitat d'un riu d'arrossegar sediment i es dona en pes submergit per unitat d'amplada i de temps ($\text{g m}^{-1} \text{s}^{-1}$), Q és el cabal, i a i b son constants derivades empíricament.

3.2.2.1. Inici de moviment

La intensitat del flux controla l'inici del moviment de les partícules en el llit del riu i la taxa de transport corresponent. Aquesta intensitat es mesura per la tensió de tall, per la velocitat del flux, o bé per l'energia del canal. El flux crític és aquell amb la mínima intensitat capaç d'iniciar del moviment de les partícules en el canal (figura 11). Quan el punt de contacte amb un gra adjacent (pivot) està prop del pla vertical del centre de gravetat (c.g.) (baix α), tal i com es troba en els sediments amb poc empaquetament, la força del fluid necessària per iniciar el moviment serà més baixa que sobre un sediment més empaquetat, en el que el pivot es troba més lluny del pla de c.g. (alt α).

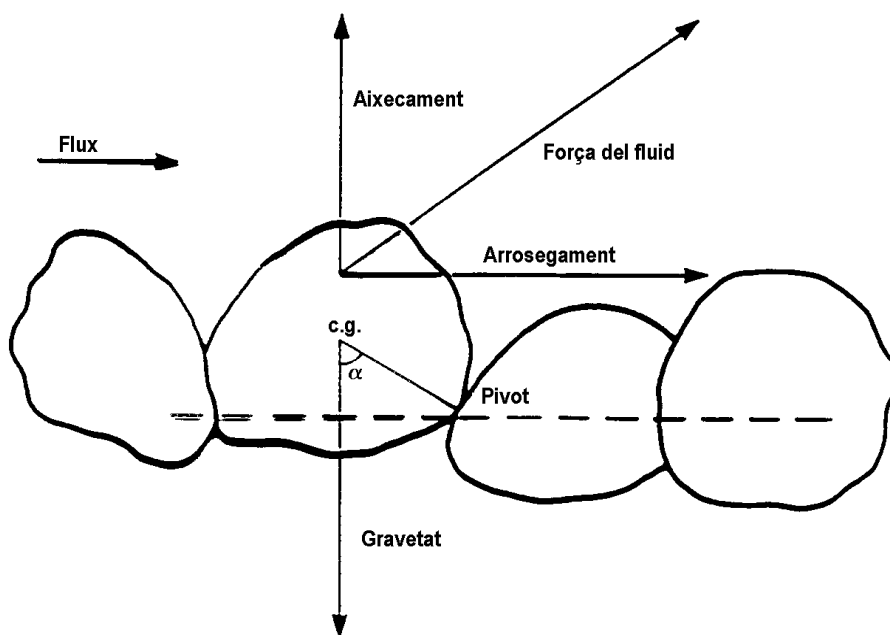


Figura 11. Forces actuant sobre un gra submergit en repòs, entre grans similars, en el llit d'un riu (Richards, 1982)

Son diversos els aspectes a valorar a l'hora de caracteritzar l'inici de moviment:

- La competència del flux es refereix a la partícula màxima transportable, per tant, a l'inici del moviment del material del llit, el flux és crític per al sediment i la mida del sediment és la competència del flux
- La competència per a mantenir el moviment és major que la necessària pel seu inici

L'estadi crític és difícil de mesurar: en flux turbulents, les fluctuacions de velocitat poden causar variacions temporals i espaials al atzar, el que impedeix qualsevol identificació visual del llindar de moviment. És interessant, per tant, relacionar el moviment inicial amb paràmetres senzills de les condicions mitjanes del tot el flux, com per exemple la velocitat o la tensió de tall.

La corba empírica de Hjulström (1935) prediu que la velocitat crítica mitjana mínima ocorre per sorres entre 0,2 i 0,5 mm uniformes. És necessària una major velocitat per moure grava i còdols més grans, així com argiles cohesionades i protegides entre materials més grollers. Aquesta velocitat crítica mitjana per una determinada mida de material varia amb el flux i el pendent i amb la distribució del material (figura 12).

Pel que fa al criteri de tensió de tall crítica en el canal, Shields (1936) reconeix que la força crítica (τ_c) s'incrementa amb la mida de les partícules, encara que també depèn de les condicions de rugositat del llit. La tensió crítica (τ_c) necessària en una secció per a l'inici del moviment de les partícules, basat en el criteri de Shields (1936) és

$$\tau_c = \rho_s' g D_{50} 0,056$$

on, ρ_s' és la densitat del material en pes submergit (1650 kg m^{-3}), g és l'acceleració de la gravetat ($9,8 \text{ m s}^{-2}$) i D_{50} és la mida mitjana del material del llit en metres.

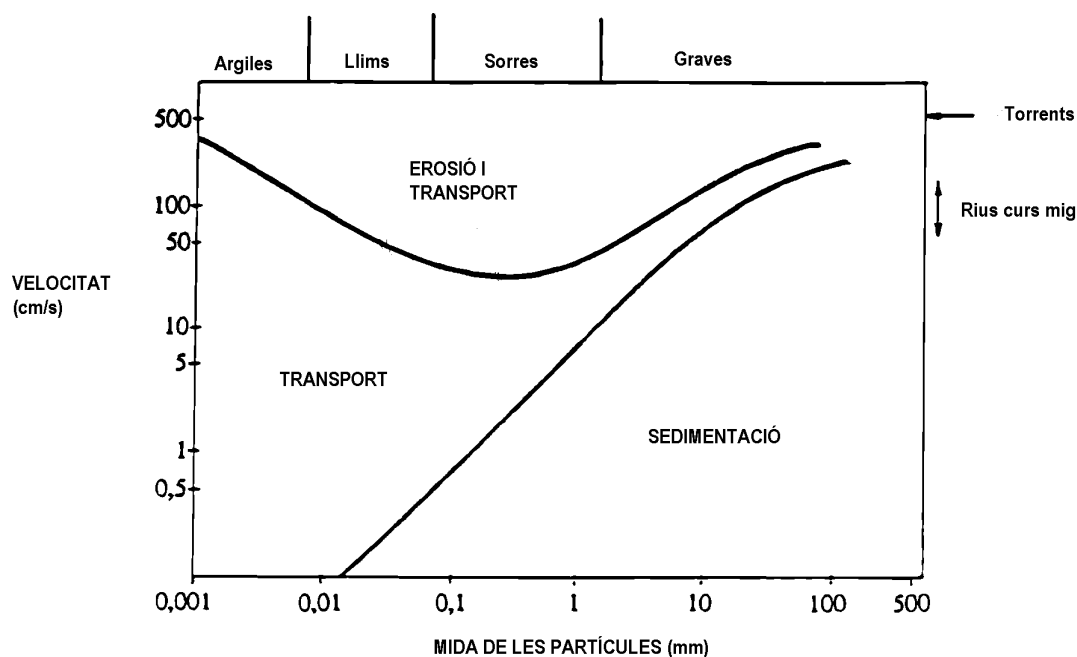


Figura 12. Corba empírica de Hjulström (1935)

3.2.2.2. Experimentació sobre inici de moviment

Com a complement de les medicions de transport de fons en rius bimodals de sorres i grava, es poden realitzar experiments senzills amb còdols pintats de cara a conèixer l'inici de moviment del material més groller del llit del riu. En aquest sentit es presenta l'experiment i els càlculs portats a terme a la conca d'Arbúcies (Batalla, 1993), per a investigar el llindar de moviment dels còdols i els paràmetres hidràulics associats, la distància recorreguda pel material traçat i, estimar, així mateix, la competència del riu per crescudes determinades. Les característiques de l'estudi varen ser:

- Nombre de còdols pintats: 150
- D_{50} (eix b) = 27 mm (D_{95} - D_{99} del material del llit)
- Eix a: 100-210 mm
- Pes: 500-2500 g
- Pendent del sector: 0,041
- Amplada del llit: 4 m

El còdols es van col·locar en el llit (foto 3) i en els marges del canal el mes d'agost de 1992, i aquests varen ser els resultats després de la crescuda de 25 i 26 de desembre de 1992:

- Taxa de recuperació: 88,5% dels còdols
- Còdols no moguts: 33 unitats col·locades als marges i 74 unitats en el canal (la major part enterrats entre 5 i 15 cm)
- Còdols movilitzats: 26 unitats en el canal



Foto: autor

Foto 3. Còdols-control aigües amunt de la estació hidromètrica de la Font del Regàs, conca d'Arbúcies (Batalla, 1993)

Els còdols que s'havien mogut tenien entre 130 i 200 mm (eix a), amb una distància recorreguda que oscil·lava entre 1 metre (18 còdols), 2 metres (1 còdol), 3 metres (6 còdols), 7 metres (1 còdol) i 13 metres (1 còdol). Aquest còdols es van moure només durant la crescuda del 25 i 26 de Desembre de 1992, definida pels següents paràmetres hidràulics (a partir de les dades de camp i el registre de la crescuda a l'estació hidromètrica de la Font del Regàs):

- Fondària mitjana del fluxe: 0,35 m
- Fondària màxima del fluxe: 0,49 m
- Cabal màxim registrat: $0,73 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
- Duració de la crescuda: 16 hores

Fent abstracció de que es tracta de macropartícules (en relació a la fondària del fluxe) podem aplicar Shields com a primera aproximació a l'inici del moviment. La força mitjana en el canal durant el pic de la crescuda va ser de:

$$\tau = \rho_w g d s = 1000 * 9,8 * 0,49 * 0,041 = 201 \text{ N m}^{-2}$$

on, ρ_w és la densitat de l'aigua en kg m^{-3} , g és la gravetat en m s^{-2} , d és la fondària en m i s és el pendent. Quan l'altura D del gra és mayor que la subcapa límit laminar (flux turbulent rugós), la tensió crítica ja no depèn del número de Reynolds ($Re^* > 70$), i el seu valor s'estabilitza al voltant de 0,056. La força crítica necessària per a l'inici del moviment dels còdols pintats aplicant, doncs, el criteri de Shields, va ser de:

$$\tau_c = \rho'_s g D_{99} 0,056 = 1650 * 9,8 * 0,2 * 0,060 = 181 \text{ N m}^{-2}$$

on, ρ'_s és la densitat en pes submergit de les pedres en kg m^{-3} , el que significa un excès de força que evidentment va provocar el moviment de les pedres-control en aquest sector del canal.

II TREBALL DE CAMP

II TREBALL DE CAMP

1. DETERMINACIÓ DELS PARÀMETRES HIDRÀULICS

1.1. GEOMETRIA HIDRÀULICA

Per a l'estudi de la dinàmica dels canals fluvials, en relació a l'evolució de la seva forma, un dels mètodes més utilitzats és el de la realització sistemàtica de perfils transversals. Els perfils transversals permeten, així mateix, calcular cabals d'aigua actuals en combinació amb mesures reals de velocitats, o estimar cabals de crescuda a partir de càlculs teòrics de velocitat. El traçat del perfil transversal es basa en la mesura dels desnivells relatius entre diferents punts d'una línia situada transversalment al curs fluvial (figura 6). Els paràmetres hidràulics que obtindrem del perfil seran:

- Amplada (w) en metres
- Fondària (d) en metres
- Perímetre mullat ($P_h = 2d + w$) en metres
- Radi hidràulic ($R = A/P$) en metres
- Àrea (A) en m^2

Els passos que cal seguir a l'hora de realitzar un perfil transversal, un cop seleccionada la secció fluvial que es vol topografiar, són:

1. Començar sempre des del marge dret del riu, mirant aigües avall
2. Tensar i anivellar el cordill a partir de dues estaques clavades en els marges (no és necessari si s'utilitza un nivell)
3. Especificar els límits laterals del flux d'aigua
4. Mesurar fondàries en intervals no superiors al 5% de l'amplada del perfil
5. Especificar el punt de màxima fondària
6. Descriure els trets essencials que conformen el perfil realitzat (forma del canal, tipus i calibre del material del llit, nivell de canal ple, vegetació)
7. Representar els punts obtinguts en un paper mil·límetrat i dibuixar el perfil realitzat

És convenient, també, mesurar el pendent (s en %) d'un sector de 100 metres aigües amunt de la secció transversal de treball, ja que és un paràmetre necessari per al càlcul posterior de fórmules que permeten avaluar els cabals quan no es disposa de mesures directes de velocitat. Amb la calculadora es pot trobar el sinus de l'angle, l'angle, i finalment la tangent, és a dir, el pendent expressat en tants per 1, que és com es farà servir a les fórmules. Un exemple de càlcul de pendent sobre una distància de 25,43 metres i 0,8 metres de desnivell entre els dos punts de mesura és el següent:

$$\begin{aligned}\sin \alpha &= 0,8 \text{ m} / 25,43 \text{ m} = 0,03145 \\ \arcsin \alpha &= 1,8^\circ \\ \tan 1,8^\circ &= 0,03147 \rightarrow 0,03145 \approx 0,03147\end{aligned}$$

(Si α és 0 el sinus de α és igual a la seva tangent)

1.2. VELOCITAT

La velocitat mitjana del flux que circula per un riu és la mesura de la distància recorreguda per l'aigua per unitat de temps, expressada generalment en m s^{-1} , i mesurada a 0,6 de la fondària des de la superfície, o com la mitjana dels punts 0,2 i 0,8 de la fondària des de la superfície. Quan es parla de velocitat de l'aigua en un curs fluvial no s'ha d'entendre, doncs, que ens referim a la velocitat que té lloc en un punt determinat, sinó a una velocitat mitjana per al conjunt del flux en aquella secció determinada.

Cal fer algunes recomanacions prèvies a l'hora de mesurar la velocitat de l'aigua d'un riu:

- El canal ha de ser recte i la secció transversal i el pendent uniformes. Quan la longitud recte és escassa, el sector aigües amunt del punt de mesura ha de ser el doble del sector aigües avall.
- La fondària ha de ser suficient perquè el molinet quedi submergit totalment en l'aigua
- El canal ha d'estar net i lliure d'obstacles com arbres i plantes aquàtiques
- S'hauran d'evitar els punts on es produeixin vorticitats, remolins o aigües mortes
- Quan s'hagin de prendre mesures prop d'un pont és preferible fer-les aigües amunt, excepte en els casos en els que l'acumulació de troncs, gel o altres obstacles ho desaconsellin

Existeixen mètodes directes i indirectes per a la mesura de la velocitat d'un riu. A continuació se'n presenten tres dels més comunment utilitzats:

a) *Mesura de velocitat mitjançant flotadors.* La duració mínima del moviment del flotador ha de ser de 30 segons, i les mesures s'han de prendre en sectors rectes sobre una distància mínima de 100 metres. La velocitat mitjana a partir de les mesures amb flotadors s'ha d'ajustar mitjançant una sèrie de coeficients per convertir-la en la velocitat mitjana de la vertical. Els coeficients per els quals hem de multiplicar els resultats dels flotadors oscil·len entre 0,8 i 0,9 segons el tipus de flotador.

b) *Mesura de la velocitat mitjançant el molinet hidràulic.* El molinet hidràulic és un instrument de precisió que s'utilitza per a mesurar la velocitat del flux d'aigua (figures 13 i 14). El valor resultant de la mesura ve donat en número de voltes per un temps determinat. Cal transformar, doncs, aquest valor per obtenir la velocitat del flux en m s^{-1} . La fórmula de conversió pren la forma:

$$v = [(c / t) \cdot a] + b$$

on v és la velocitat del flux, c és el número de voltes, t és el temps de mesura en segons, i a i b són constant empíriques de depenen de l'aparell utilitzat.

Quan es prenen mesures puntuals la velocitat mitjana s'ha de determinar a 0,6 de la fondària del flux des de la superfície, o com la mitjana dels punts a 0,2 i 0,8 des de la superfície, tal i com hem assenyalat anteriorment. A ser possible, es prendran de 2 a 5 lectures en cada punt. Trenta segons són suficients per a obtenir una estimació de la velocitat mitjana en una vertical, excepte quan les velocitats són molt baixes, que són necessaris 60 segons. Quan es prenen lectures en més de quatre punts en una vertical, el temps de mesura es pot reduir a 10 segons.

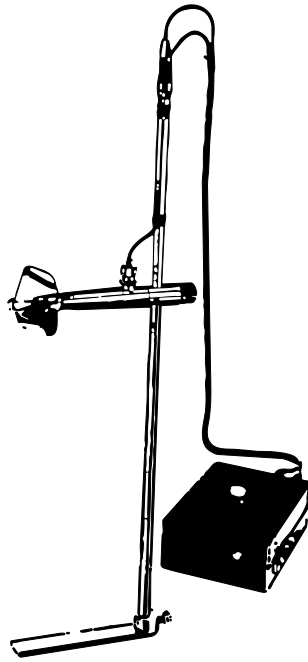


Figura 13. Molinet hidràulic C2 OTT

El número de mesures de velocitat en l'amplada del flux d'aigua depèn de l'amplada del riu però, en general, excepte per rius molt petits, se'n recomanen un mínim de vint, a espais regulars al llarg de la secció transversal escollida i tenint en compte els punts característics del perfil. Això dona un error menor al 2% en condicions normals.

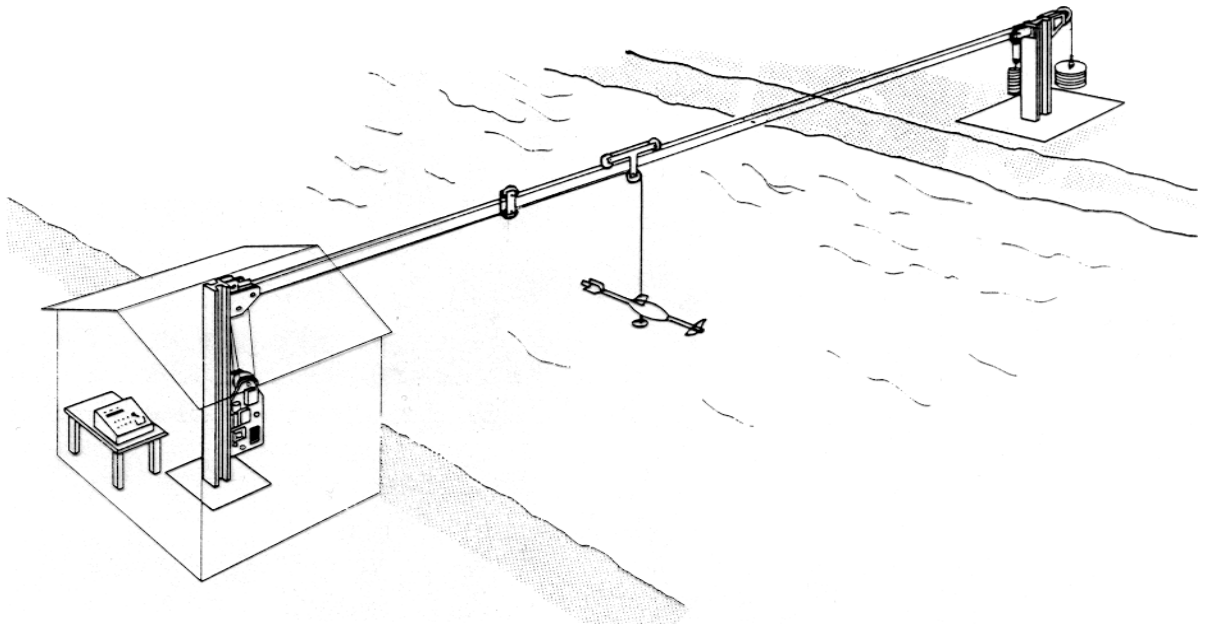


Figura 14. Instal·lació per a la mesura de la velocitat del flux en una secció de control (Strahler, 1987)

c) Càlcul de la velocitat mitjançant l'equació de Manning. Entre els mètodes indirectes

per al càlcul de la velocitat a partir dels paràmetres hidràulics existents cal citar, pel seu ús generalitzat en estimacions de camp, l'equació de Manning, basada en determinacions experimentals i de camp sobre uns valors anomenats coeficients de resistència o rugositat. Com ja s'ha indicat anteriorment, la fórmula s'expressa:

$$v = (R^{2/3} \cdot s^{1/2}) / n$$

on v és la velocitat, R és el radi hidràulic en metres ($A/2d+w$), s és el pendent adimensional de la superfície de l'aigua, i n és el coeficient de rugositat de Manning. Els valors experimentals de n varien des de 0,01 per a superfícies llises fins a 0,08 per a canals naturals sinuosos amb pedres i brossa. A continuació (taula 1) es presenten alguns valors del coeficient de Manning per llits de canals naturals.

Taula 1. Valors del coeficient de rugositat de Manning en rius naturals

	<i>Mínim</i>	<i>Normal</i>	<i>Màxim</i>
<i>Rius de plana</i>			
1. Llit net, recte, sense fondals	0,025	0,030	0,035
2. Llit net, ondulat amb fondals i soms	0,035	0,040	0,045
3. Sectors d'aigües lentes, fondals amb herbes	0,050	0,070	0,080
<i>Rius de muntanya</i>			
1. Llit amb graves còdols i alguns blocs	0,030	0,040	0,050
2. Llit amb còdols i blocs	0,040	0,050	0,070

1.3. CABAL

El cabal d'aigua d'un riu és el volum d'aigua per unitat de temps que circula per una secció del canal fluvial determinada. Es calcula, generalment, a partir de la fórmula següent:

$$Q = A \cdot v$$

on Q és el cabal ($m^3 s^{-1}$), A és l'àrea de la secció (m^2), i v és la velocitat ($m s^{-1}$).

En el cas d'un riu amb el llit poc uniforme es pot emprar el mètode del càlcul de cabal per panells per a fer un càlcul més exacte, a partir de la fórmula:

$$i=1$$

$$Q_T = \sum_{i=n} (Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots Q_n)$$

on Q_T és el cabal total i Q_i es el cabal en cada panel (excepte el primer i el últim que es calculen de manera més senzilla) a partir de:

$$Q_i = [(v_i + v_{i+1}) / 2] \times [(d_i + d_{i+1}) / 2] \times w$$

on Q_i es el cabal pel panel i , v_i és la velocitat mitjana del panel i , v_{i+1} és la velocitat mitjana del panel $i+1$, d_i és la fondària mitjana del panel i , d_{i+1} és la fondària mitjana del panel $i+1$, i w és l'amplada de cada panel, idèntica per als vint.

Hi han, així mateix, altres mètodes directes i indirectes per a la determinació del cabal d'aigua d'un riu en el camp. Entre les tècniques de tipus directe cal citar el de la mesura volumètrica mitjançant el mètode de la galleda. Aquesta és una tècnica que s'utilitza per cabals petits, normalment no superiors a 10 l s^{-1} . Malgrat la seva aparença senzilla és, com tots els mètodes volumètrics, absents de càlculs posteriors, molt exacte. Com el seu nom indica es tracta de mesurar el cabal d'aigua recollint tota l'aigua que circula pel canal fluvial en un recipient amb un volum conegut durant un període de temps determinat, o bé mesurant el temps necessari per a omplir el recipient utilitzat.

Entre els mètodes indirectes cal assenyalar: a) el del registre continu del cabal d'aigua en estacions d'aforament o seccions de control i b) el mètode de dilució.

a) Una estació d'aforament és una construcció estable en una secció de riu determinada on es registren de manera continua les alçades del flux d'aigua que hi circula (foto 4) mitjançant instruments de mesura com el limnígraf (amb suport de paper) o les sondes capacitives i ultrasòniques (amb suport informàtic). Les estacions d'aforament estan construïdes sobre formigó i les seves estructures poden ser de molts tipus, que es poden resumir en: a) simple, on l'abocador o sobreeixidor té una forma rectangular o triangular, o b) compost, on el sobreeixidor pot adoptar múltiples solucions hidràuliques, essent les més comuns, rectangular sobre rectangular, i rectangular sobre triangular. El càlcul del cabal es basa en una relació coneguda entre alçada del flux en l'estació i cabal, obtinguda generalment a partir de mesures de camp per cabals baixos, i sobre hipòtesis teòriques de càlcul hidràulic per cabals d'avinguda (figura 15). En rius de graves on les oscil·lacions del llit durant avingudes no són molt fortes, es pot obtenir un control del cabal directament en la secció natural amb un sistema de limnígraf sobre pou, sense estructures artificials (foto 5).

b) El mètode de la dilució es basa en mesurar la concentració obtinguda en el curs d'aigua després d'haver injectat una solució salina concentrada en un punt aigües a dalt; el cabal serà proporcional a la relació entre les concentracions. Existeixen dues variants principals del mètode: el mètode d'injecció constant i el mètode d'integració (Llorens et al. (1989).

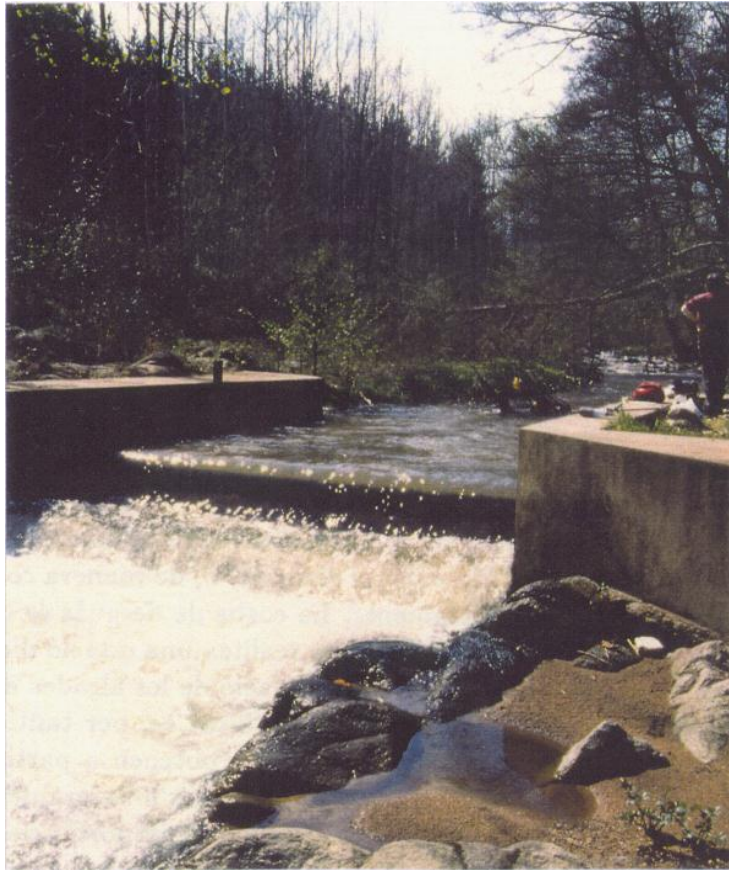


Foto:autor

Foto 4. Estació d'Aforament de secció rectangular simple a la riera d'Arbúcies (nº56, Junta d'Aigües)

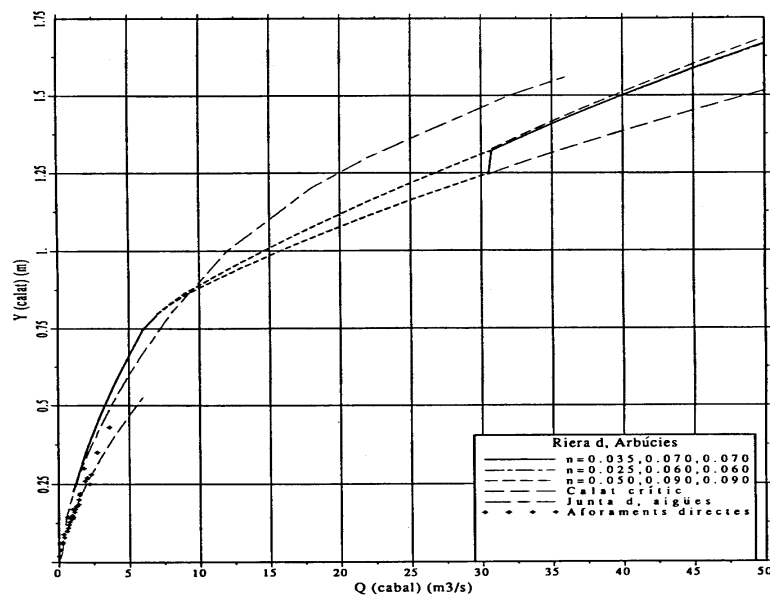


Figura 15. Corbes de desgües de l'estació d'aforament de la riera d'Arbúcies (nº56, Junta d'Aigües) (Martín Vide et al., 1994)

En el mètode d'injecció constant s'injecta un cabal constant q , d'una solució de sal de concentració C_1 durant un temps suficientment llarg per obtenir en tota la secció de mostreig una concentració C_2 homogènia durant un cert període de temps; si es donen les condicions adequades, el cabal del riu és $Q = q C_1 / C_2$. Aquest mètode té la avantatge de ser molt fiable, però requereix una instrumentació relativament complexa (injector de cabal constant), un volum considerable de solució concentrada, i assajar prèviament la durada de la injecció i la longitud del tram de barreja adequades.

El mètode d'integració es basa en la injecció instantània en un punt del curs fluvial d'un volum conegut d'una solució concentrada; en una secció del riu situada aigües avall del punt d'injecció i a una distància suficient per a que es produeixi una bona barreja es prenen mesures de concentració durant tot el temps de pas del núvol salí. El cabal el calcularem a partir de l'equació: $Q = V C_1 / C_2 t$, on Q és el cabal, V és el volum injectat, C_1 és la concentració de la solució injectada, C_2 és la concentrada mitjana ponderada (integrada) i t és el temps, tenint en compte que a l'aplicar aquesta equació es considera una condició de bona barreja en tota la secció de recollida.



foto: autor

*Foto 5. Secció de control hidromètric en un riu de graves
(Harris Creek, British Columbia, Canadà)*

El mètode d'integració requereix menys instrumental i menor volum de solució

concentrada que el mètode anterior, encara que és necessari analitzar un nombre molt més elevat de mostres. Aquest inconvenient pot ser eliminat utilitzant un conductímetre per a estimar la concentració de sal al riu, essent solament necessari establir la relació entre conductivitat i concentració per a cada cas.

El mètode de càlcul del cabal a partir de les dades de conductivitat es basa en la premissa de que la conductivitat d'una mostra és una funció lineal de la seva concentració en sal; d'aquesta manera prenent medicions de conductivitat directament del curs fluvial durant el pas del núvol de sal i coneixent la relació entre concentració i conductivitat, podrem obtenir les dades de concentració de sal sense haver de realitzar cap tipus d'anàlisi.

Per a obtenir la solució salina que serà injectada afegirem 1 kg de sal comú a 5 litres d'aigua del mateix riu. Les lectures de conductivitat durant el pas del núvol de sal es poden realitzar a intervals de 5 segons. Per a realitzar la calibració és necessari prendre una mostra d'aigua del curs fluvial (1 litre), mesurar la temperatura i la conductivitat, i afegir successivament volums coneguts (0,1 ml) de la mateixa solució salina que hem utilitzat per a la injecció en la que seguidament mesurarem la conductivitat. És necessari realitzar aquesta operació com a mínim 6 o 7 vegades, per a la calcular la recta de regressió, procurant que els valors de conductivitat mesurats durant el pas del núvol de sal quedin dins el rang de valors de calibració.

A partir de la recta de calibració determinarem primerament la concentració per a cada conductivitat mitjana en el curs i posteriorment integrarem les concentracions per a obtenir el cabal. És convenient mesurar la temperatura i la conductivitat del curs abans de realitzar l'experiment i després d'acabar-lo, per a obtenir les dades de base del riu i poder corregir els efectes de possibles canvis de temperatura durant l'experiment.

1.4. CABAL DE CANAL PLE O *BANKFULL*

El cabal *bankfull* correspon al cabal que omple el canal del riu fins el marges i marca l'inici de la inundació. El nivell *bankfull* correspon al cabal de crescuda que més incideix en el modelat del canal, és a dir, el que mobilitza gran part del llit fluvial, remou les barres centrals i laterals del canal, produeix o canvia les corbes dels meandres o inflexions del riu i, en definitiva, és el que més treball realitza sobre la morfologia característica del llit. Ha estat definit com el cabal dominant des del punt de vista de la morfologia fluvial i el cabal més efectiu pel que fa al transport de sediments, especialment com a càrrega de fons.

El cabal *bankfull* correspon a un flux d'aigua de mida mitjana, suficientment gran per a ser efectiu i donar lloc a canvis, però suficientment freqüent com perquè el producte de la seva freqüència i efectivitat sigui més gran que qualsevol altre flux que es pugui donar.

Per a determinar el nivell del cabal *bankfull* es poden seguir fins a onze mètodes (Williams, 1979) que resumim en quatre a continuació:

1. A partir del estudi realitzat en diferents rius nord-americans s'ha determinat que el cabal *bankfull* té un període de retorn entre 1,5 i 2 anys (Leopold et al., 1964). Si disposem dels períodes de retorn d'una estació d'aforament propera, podrem calcular el cabal corresponent per a 1,5 i 2 anys. A partir d'aquest cabal i combinant l'equació de Manning amb la geometria hidràulica de la secció es pot

determinar l'altura del cabal *bankfull* en el canal

2. A través del reconeixement de superfícies sedimentàries com ara,
 - a) l'elevació de la plana al·luvial activa
 - b) l'elevació mitjana de la superfície més alta de les barres del canal
3. A partir de l'altura a la qual arriba el límit més baix de la vegetació perenne o l'altura en la que es produeixen canvis en la textura del material dipositat, normalment el límit més alt al qual arriben les partícules de sorra
4. Sobre les mesures d'una secció transversal; al realitzar la representació gràfica del perfil transversal el canal corresponent al *bankfull* es determina quan:
 - a) es produeix una ruptura del pendent topogràfic des del marge del canal fins a la plana al·luvial
 - b) la elevació a la qual la relació amplada / profunditat (w/d) és mínima

La determinació gràfica del nivell *bankfull* es presenta en la secció de treball de gabinet al final de la guia.

Instruments i material

Cinta mètrica, mira, nivell, botes d'aigua, cordill, paper mil·limetrat, flotador de suro, molinet hidràulic, 5 kg de sal, conductímetre, cronòmetre, cinta mètrica, galleda de 10 litres, proveta de 1 litre

Pràctiques

1. Realitzar un perfil transversal d'una secció d'un riu, dibuixar-ne un croquis a mà alçada on s'identifiquin els principals detalls de la secció i calcular-ne tots els paràmetres que conformen la seva geometria hidràulica
2. Mesurar la velocitat de l'aigua que circula per la secció d'aquest riu mitjançant els mètodes directes i indirectes explicats i, si s'escau, comentar-ne les discrepàncies
3. Descriure els principals components que configuren una estació d'aforament i estimar visualment el cabal d'aigua que passa en el moment de la visita

2. CARACTERITZACIÓ DEL MATERIAL DEL LLIT DEL RIU

2.1. DISTRIBUCIÓ GRANULOMÈTRICA

Una granulometria és la classificació de les partícules d'una mostra segons la seva mida. Per a fer aquesta classificació utilitzem l'eix b del còdol, és a dir, l'ample de la partícula. La classificació de la mida del material del llit d'un riu ens permet:

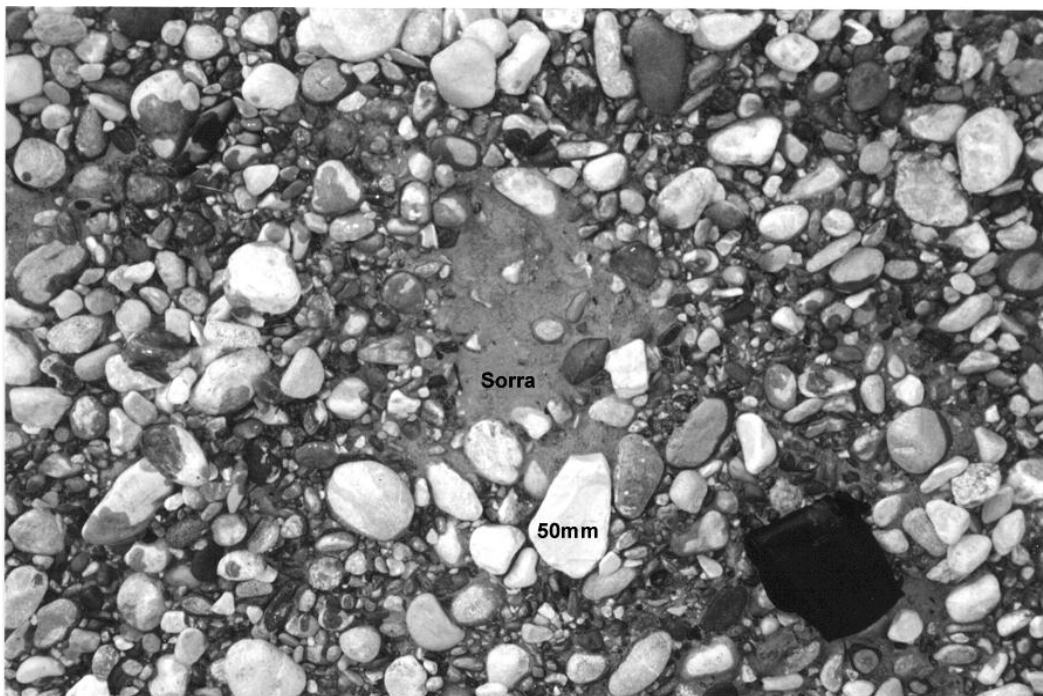
- Classificar-lo en funció de la seva mida en riu de graves, sorres o mixt (Foto 6)
- Caracteritzar un dipòsit fluvial, la seva forma, el seu volum, etc.
- Observar la variació del material del riu en un transecte i aigües avall
- Reconstruir paleo-ambients (juntament amb la morfometria de la conca)

A l'hora de realitzar un mostreig granulomètric cal saber què es vol caracteritzar:

- Tot un riu o una part d'aquest
- Determinades formes o microformes del seu llit

És necessari adequar el tipus de caracterització (posició i situació del material en el llit) i la tecnologia de mostreig (areal, contatge o volumètric) en relació al objectiu del treball, per exemple:

· Inici de moviment	⇒	<i>Superficial</i>
· Resistència al flux	⇒	<i>Superficial</i>
· Càrrega de fons	⇒	<i>Subsuperficial</i>
· Abrasió	⇒	<i>Superficial + subsuperficial</i>



*Foto 6. Sediment fluvial mixt, compost de sorres i graves
(Ribera Salada, Solsonès). Foto: autor*

Els mètodes de mostreig més utilitzats es divideixen en dos grans grups: mostreig superficial i mostreig subsuperficial. Es descriuen sobre la base dels treballs de Church et al. (1987) i García (1998):

a) L'objectiu del mostreig superficial és caracteritzar les propietats de la cuirassa que son importants per a determinar la rugositat i estabilitat del llit

El mostreig consisteix en la caracterització del material de la superfície amb un gruix similar al del gruix de la partícula més gran exposada al flux. Els mètodes que s'utilitzen son el de la retícula, els transectes o mostreig lineal, el mostreig areal i la fotografia vertical. En concret, un dels mètodes més utilitzats per a realitzar granulometries superficials en un llit de graves és l'anomenat mètode de Wolman. Aquest mètode es basa en la recollida de totes les partícules localitzades al llarg d'un transecte determinat del llit del riu (p.e. secció transversal). L'observador, a distàncies regulars (p.e. cada pas), recull una partícula (la que toca la punta de la bota). Per evitar errors de subjectivitat es recomana no mirar la superfície del llit al fer cada pas. El número de partícules a recollir és com a mínim de 100. També és recomanable que una mateixa persona s'encarregui de realitzar la pressa i la medició dels còdols. El número de seccions a mostrejar vindrà donat per l'objectiu final del treball. En aquest mètode es desestimen les partícules inferiors a 8 mm (l'ample del dit d'una persona). Aquesta consideració implica que aquest mètode és especialment correcte per a caracteritzar la fracció grollera del material fluvial.

En quan al mostreig areal és important assenyalar que la determinació de l'àrea a mostrejar ve donada per còdol més gran; l'àrea mínima es determina per $N Db^2$, on Db es defineix per l'eix b de la partícula més gran i N és el número de partícules demanat en el mètode de la retícula (100). Les tècniques més utilitzades son la cera, pintura, quitrà, nitrogen líquid, etc.

b) El mostreig subsuperficial consisteix en el buidat d'un volum de sediments, la seva gradació en mides i la seva distribució en pes. Es realitza després d'haver eliminat la capa superficial i es denomina mostreig volumètric. Church et al. (1987) proposen com a criteri més acceptable de mostreig que el còdol més gran en una mostra no superi el 0,1% del total de la mostra. L'exemple següent presenta la determinació del pes a mostrejar en un riu de graves:

exemple per una grava amb eix b de 64 mm:

$$p = V_e \cdot \rho_s$$

on V_e és el volum d'una esfera ($\frac{4}{3} \pi r^3$) i ρ_s és la densitat del sediment (2650 kg m^{-3})

$$p = \left\{ \frac{4}{3} \pi (0,032\text{m})^3 \right\} \cdot 2650 \text{ kg m}^{-3} = 0,310 \text{ kg}$$

$$V_{\text{mostra}} = 0,310 \text{ kg} \cdot 1000 = 310 \text{ kg}$$

2.2. MORFOMETRIA DE CÒDOLS

Els caràcters que defineixen la morfometria de còdols fan referència bé a la forma general del còdol bé al seu grau de desgast. En el primer cas s'ha de calcular l'índex d'aplanament i esfericitat i en el segon l'índex d'esmussament o arrodoniment. De cara a la determinació d'aquests índexs els elements a mesurar en un còdol són:

1. Eixos (a,b,c)

En un còdol s'anomena longitud (a) a la dimensió més gran mesurable sobre un còdol; en el cas d'un còdol de forma rectangular la longitud és la diagonal (figura 16). L'amplada (b) és la dimensió més gran mesurable perpendicularment a la longitud i a l'amplada. L'espessor (c) és la dimensió més gran mesurable perpendicularment a la longitud i a l'amplada. Es tracta doncs de tres segments ortogonals, és a dir que s'intersecten en angle recte, encara que no han de passar necessàriament pel mateix punt. Les longituds es mesuren amb un decímetre i un peu de rei (sobretot pel gruix), i s'anoten en la fitxa de camp.

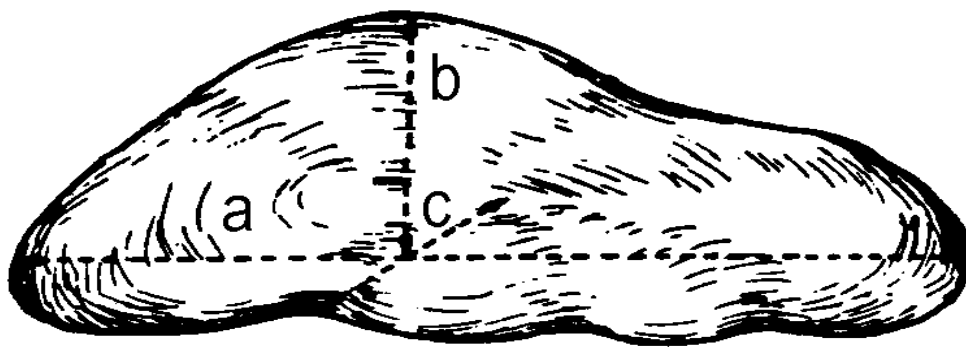


Figura 16. Eixos d'un còdol (dibuix: GRAM)

2. Radi de curvatura (r)

Es tracta del menor radi de curvatura del còdol, pres com la relació entre el radi de la cantonada més tancada i la longitud màxima del còdol. La mesura es pren sobre el pla de major llargada i major amplada sobre un model de cercles concèntrics. Aquest model consisteix en una sèrie de cercles concèntrics amb radis que disminueixen de 5 en 5 mil·límetres fins arribar a 30 mm i que augmenten de 2 en 2 mm fins arribar a un cercle mínim de 1 mm de radi. Sobre aquest model es situa el còdol fins a trobar el cercle que millor s'ajusta al contorn a mesurar (veure annex). Un cop determinats aquests elements podem passar a calcular els següents índexs:

a. Aplanament i esfericitat

És la relació entre les dimensions dels tres eixos del còdol que consisteix en la suma de la longitud i l'amplada dividida pel doble de l'espessor (F). El valor mínim de 1 es dona per partícules quasi-dimensionalment equivalents, incrementant-se a mesura que les partícules prenen la forma de disc

$$F = (a+b) / 2c$$

La esfericitat és un índex de la forma de la partícula que depèn molt de la litologia. Esta relacionat amb paràmetres qualitatius de classes de formes (esferes, discs,

barres i ovals). Te influència en el procés de transport de les partícules. Per exemple els còdols-disc de baixa esfericitat es troben sovint imbricats (foto 7) i son sovint difícils de posar en moviment per l'aigua, però un cop en moviment viatgen més que les altres formes per la baixa velocitat de deposició que presenten. L'esfericitat (Ψ) per una mateixa litologia augmenta aigües avall com a signe de rodament de les partícules per l'aigua. Els valors van de 0 a 1, tenint l'esfera el valor de 1. Es calcula com:

$$\Psi = \{(bc) / a^2\}^{1/3}$$

b. Esmussament o arrodoniment

L'arrodoniment d'una partícula és també un indicador de la seva forma en relació al procés de desgast. Varia amb la distància de transport, incrementant-se inicialment a mesura que les partícules perden massa per abrasió, fins a assolir un valor més o menys estable aigües avall. Aquest índex es mesura a partir del radi de curvatura i la longitud del còdol. L'índex d'esmusament (R_m) va de 0 a 1 (per evitar decimals en ocasions es multiplica per 1000). Una partícula molt 'esfèrica' pot tenir un arrodoniment baix (per exemple un cub).

$$R_m = 2r / a$$

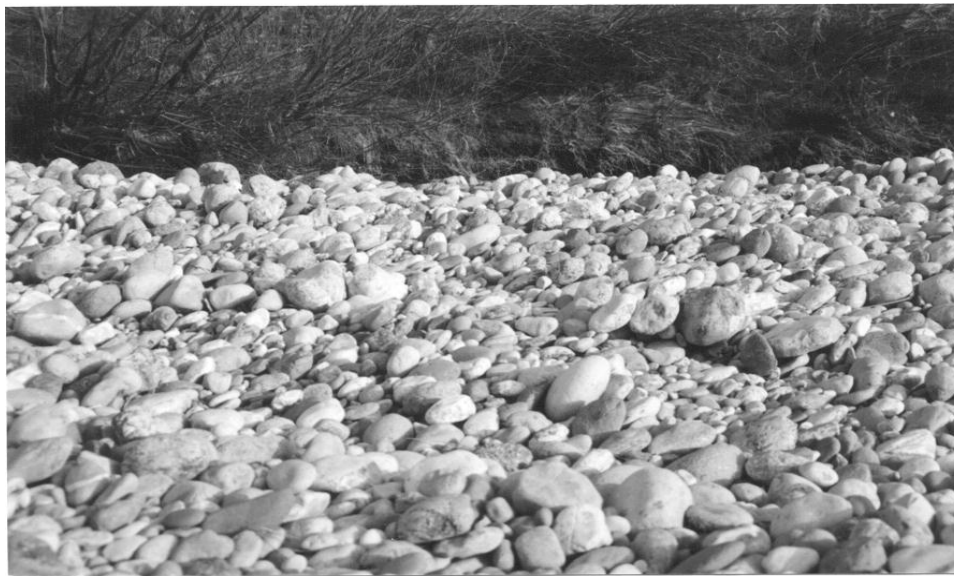


Foto: autor

*Foto 7. Còdols imbricat en una barra baixa
(Ribera Salada, conca del segre)*

Instruments i material

Cinta mètrica, peu de rei, plantilla de radi de curvatura, retícula, spray

Pràctiques

1. Mesurar els eixos dels còdols en una barra seguint el mètode de Wolman i el de la retícula; comparar les dues tècniques
2. Caracteritzar la morfometria dels còdols analitzats
3. Sobre una barra d'un riu de graves, determinar l'àrea a mostrejar com a material superficial, i agafar-ne una mostra

4. Prendre fotografies del material superficial, digitalitzar-les i derivar-ne la seva composició granulomètrica
5. Sobre una barra d'un riu de graves, determinar el volum a mostrejar com a material subsuperficial, i agafar-ne una mostra

3. MOSTREIG D'AIGUA I SEDIMENT

La càrrega total de sediment es defineix com la quantitat total de material dissolt i sòlid que passa a través d'una secció de riu determinada. D'una banda, la càrrega de material dissolt en l'aigua dels rius és el resultat tant de les entrades provinents de l'atmosfera, de la meteorització de la roca i el sòl, com dels processos bioquímics que es desenvolupen en l'interior de la conca, i en el cas de conques on l'activitat humana hi és present, dels processos que d'aquesta acció se'n puguin derivar, en especial de tipus forestal, agrícola i/o industrial. D'altra banda la càrrega sòlida d'un riu és, bàsicament, el resultat de la meteorització de la roca i de l'erosió dels vessants i el llit fluvial.

3.1. MATERIAL DISSOLT I SEDIMENT EN SUSPENSÍO

Tots els passos que es detallen a continuació per a l'obtenció de mostres d'aigua i sediment en el camp s'han de realitzar amb la major cura possible, amb l'objectiu d'obtenir unes dades òptimes per al càlcul dels resultats posteriors. Les mostres d'aigua i sediment obtingudes en punts concrets dels sistemes fluvials intenten reproduir les condicions mitjanes de transport per cabals determinats. És per això, i per les baixes concentracions que podem arribar a trobar, que els punts de mostreig han de ser seleccionats acuradament i el procés de mostreig realitzat amb les màximes garanties d'ordre i netedat instrumental, per evitar, així, possibles elements contaminants no desitjats. Aquest extrem és especialment important per al mostreig de material en dissolució.

Per al mostreig manual de material dissolt i del sediment en suspensió, s'utilitza el mateix instrument. Encara que per al material dissolt una mostra manual agafada a l'atzar en la columna d'aigua del flux que circula pel canal fluvial és representativa (donat que el material dissolt es reparteix uniformement en tot el flux), la variabilitat vertical de la concentració de sediment en suspensió fa necessària la utilització d'un mostrejador de integració en profunditat per a poder obtenir, d'aquesta manera, una mostra de la concentració mitjana del sediment en suspensió.

Han estat diversos els instruments de mesura dissenyats per al mostreig integrat en fondària del sediment en suspensió. Tres són les premisses bàsiques que compleixen tots ells: *a)* la velocitat d'entrada de l'aigua en el mostrejador ha de ser la mateixa que el canal, *b)* han de produir un efecte d'obstacle mínim sobre el flux d'aigua i, *c)* el mostrejador ha d'estar orientat cap al flux de màxima velocitat tant en el pla vertical com en l'horitzontal. El mostrejador d'integració en profunditat US DH48 (figura 17) permet l'entrada d'aigua i sediment per un broquet de 3 mm de diàmetre en un dipòsit col·lector de mostres de 0,5 litres. L'instrument disposa d'un mànec per a poder realitzar el mostreig en profunditat. Amb ell s'efectua un desplaçament continu, suau i seguint el mateix ritme des del llit del riu fins a la superfície del flux d'aigua, assegurant d'aquesta manera una recollida de mostres d'aigua i sediment en suspensió en tots els nivells de la columna d'aigua.

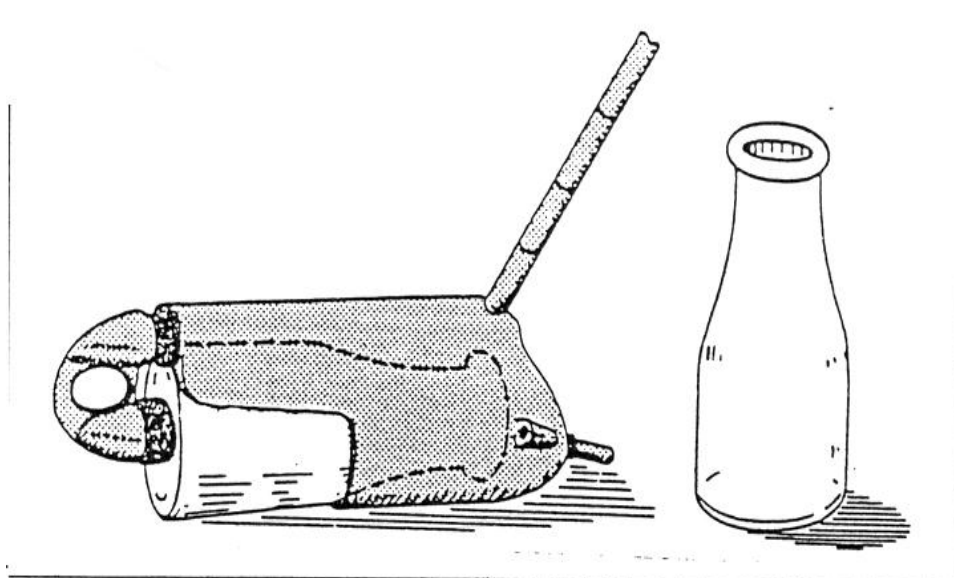


Figura 17. Mostrejador de integració en profunditat US DH48
(dibuix Sala & Gallart, 1989)

Les mostres d'aigua i sediment es prendran per duplicat en botelles de 0,5 litres, convenientment etiquetades segons el model següent:

· Número de la mostra _____	
· Lloc de mostreig _____	
· Data i hora _____	
· Responsable _____	
· Altura de l'aigua _____	
· Anàlisi visual _____	
· _____	Observacions

3.2. CÀRREGA DE FONTS

El transport de material com a càrrega de fons es refereix a aquella proporció del sediment que inclou totes les classes de material que es troben en el llit del riu, i que són transportades per saltació o per rodament pel flux d'aigua. Rarament inclou material més fi de 0,1-0,2 mm, ja que aquest es transportat directament en suspensió.

Les mesures de camp de càrrega de fons es basen en tècniques de medició i control, com el mostrejador Helley-Smith (Helley & Smith, 1971), les cadenes magnetitzades, els traçadors actius i passius i els sistemes de trampes.

Una de les tècniques de mesura de la càrrega de fons més utilitzada és el mostrejador Helley-Smith (figura 18). Aquest instrument presenta les següents característiques: boca d'entrada de 76 mm, capacitat de la bossa de 15 kg, i llum de la xarxa de 0,45 mm. El mostrejador Helley-Smith té una fiabilitat del 100% per partícules amb un diàmetre entre 0,5 i 16 mm. Per partícules més grans de 16 mm la fiabilitat és del 70%. El mostreig de la càrrega de fons en una secció de riu determinada es realitzarà de manera integrada en amplada per obtenir, d'aquesta manera, una taxa de transport mitjana de tot el perfil transversal (foto 8). Les mostres es prendran en intervals no

superiors al 20% del total de l'amplada de la secció objecte d'estudi. Es tindrà especial cura en alterar el mínim possible el llit del riu amb el mostrejador, especialment en llits amb materials fins fàcilment alterables, com les sorres i les graves fines.

La tècnica de mesura de la càrrega de fons més utilitzada és el mostrejador Helley-Smith portàtil, amb les següents característiques: Boca d'entrada de sediment de 76 mm, capacitat de la bossa de 15 kg, i llum de la xarxa de 0,45 mm. El mostrejador Helley-Smith té una fiabilitat del 100% per partícules amb un diàmetre entre 0,5 i 16 mm. Per partícules més grans de 16 mm la fiabilitat és del 70%.

Les mostres es prendran per duplicat i es dipositaran en bosses de plàstic, identificades amb la següent informació:

· Número de la mostra _____ · Lloc de mostreig _____ · Data i hora _____ · Responsable _____ · Altura de l'aigua _____ · Anàlisi visual _____ · _____	Observacions _____ _____
---	--------------------------------

Instruments i material

Botes d'aigua, mostrejador de integració en profunditat US DH48, joc de botelles de 0,5 litres de vidre borosilicatat o polietilè, rotulador, mostrejador Helley-Smith, bosses de plàstic

Pràctiques

1. Recollir una mostra d'aigua integrada en profunditat i una mostra manual no integrada en profunditat
2. Agafar dues mostres de càrrega de fons amb el mostrejador Helley-Smith en un llit de sorres i material fi, i dues mostres en un llit de graves i material groller, i descriure'n el funcionament i la fiabilitat aparent en relació a la rugositat del material del llit del riu
3. Esbrinar a partir de la velocitat del flux i el gràfic de Hjulström (1939):
 - si hi ha erosió, transport o sedimentació del material del llit del riu
 - quines fraccions es mouen
 - quins factors influencien en l'inici del transport

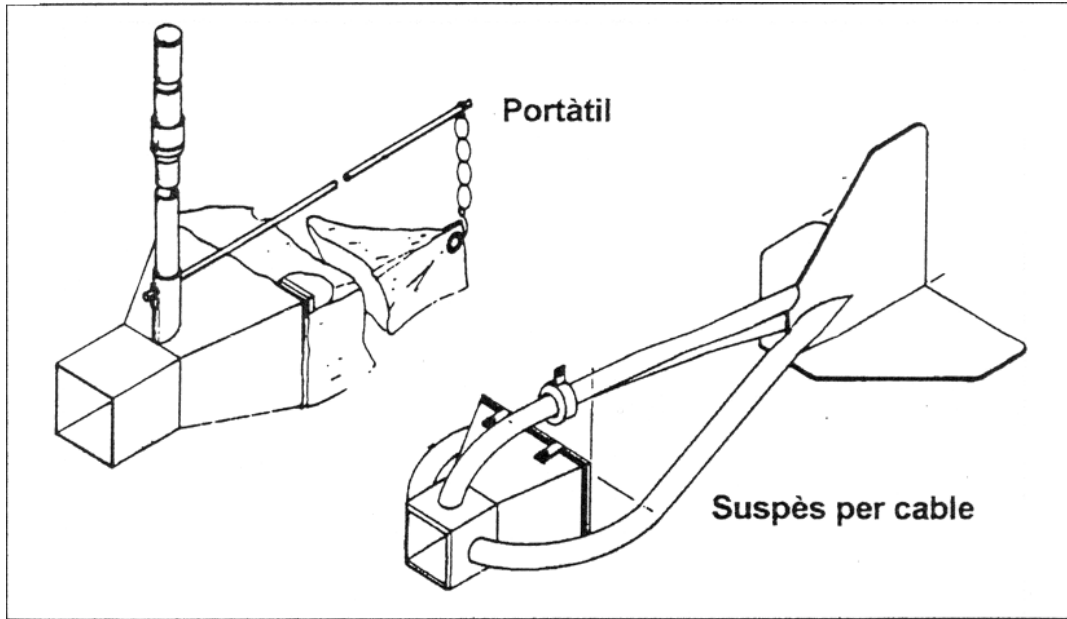


Figura 18. Mostrejador de càrrega de fons Helley-Smith (HSS)



Foto 8. Mostreig del transport de fons en un riu de sorres amb un HSS portàtil
(Arbúcies, Serralades Costeres Catalanes)

4. DETERMINACIONS DE CAMP

A continuació es detallen una sèrie de senzilles determinacions de diversos paràmetres físics i químics de l'aigua mostrejada, que cal portar a terme *in situ* durant el procés de mostreig, ja que el retard en la seva realització podria alterar les característiques físiques i químiques de la mostra i, per tant, els càlculs posteriors, especialment en campanyes de camp realitzades durant l'estiu.

4.1. TEMPERATURA

La temperatura és el primer paràmetre que cal mesurar, ja que d'ell en depèn la posterior calibració de la resta d'aparells que utilitzem per mesurar la conductivitat, el pH, etc. La lectura de la temperatura es realitza amb la mostra a resguard del sol i es dona en graus centígrads.

4.2. CONDUCTIVITAT ELÈCTRICA

La conductivitat elèctrica és la propietat recíproca de la resistència elèctrica en una solució d'aigua. La conductivitat elèctrica és una mesura indirecta de la quantitat de càrrega dissolta que transporta un riu. Varia proporcionalment a la força iònica de l'aigua i, per tant, a la càrrega total de material dissolt que el riu transporta. Està relacionada amb la natura de les substàncies dissoltes, la seva concentració i la temperatura a qual es fa la mesura.

La conductivitat elèctrica es mesura amb un aparell anomenat conductímetre i es dona en $\mu\text{S cm}^{-1}$ si cal a una temperatura corregida de 25° mitjançant els següents factors de conversió:

$^{\circ}\text{T}$	z
3	1,71
5	1,61
10	1,41
15	1,25
20	1,11
25	1,00
30	0,91
35	0,83
40	0,76
45	0,71

La conversió de la conductivitat a la temperatura normalitzada de 25°C es realitza a partir de l'equació:

$$\text{Conductivitat } 25^{\circ}\text{C} = \text{Conductivitat } ^{\circ}\text{T} \cdot z$$

La calibració del conductímetre es realitza amb una solució de KCl 0,01N, que indica una conductivitat de $1,41\mu\text{S cm}^{-1}$ a 25°C de temperatura. La conductivitat elèctrica proporciona una indicació molt ràpida de la quantitat de sals dissoltes en una mostra d'aigua i el seu grau de mineralització. En aquest sentit, les referències son:

<100 $\mu\text{S cm}^{-1}$	Mineralització molt dèbil
100-200 $\mu\text{S cm}^{-1}$	Mineralització dèbil
200-333 $\mu\text{S cm}^{-1}$	Mineralització mitjana
333-666 $\mu\text{S cm}^{-1}$	Mineralització accentuada
666-1000 $\mu\text{S cm}^{-1}$	Mineralització important
>1000 $\mu\text{S cm}^{-1}$	Mineralització excessiva

Es pot obtenir un valor més o menys aproximat de la concentració de material dissolt (TSD) en mg l^{-1} que conté l'aigua de la mostra sobre la conductivitat corregida a 25°C , aplicant la següent transformació (Batalla, 1993):

$$\text{TSD mg l}^{-1} = \text{Conductivitat en } \mu\text{S cm}^{-1} \cdot 0,65$$

4.3. pH

Un element a tenir en compte en els estudis sobre química de l'aigua és el pH. El pH dona una lectura del potencial dels ions d'hidrogen en dissolució, és a dir del grau d'acidesa de l'aigua. Matemàticament el pH és el logaritme en base 10 del recíproc de la concentració d'ions d'hidrogen lliures en mols l^{-1} , és a dir,

$$\text{pH} = \log 1 / \text{H}^{+}$$

per tant,

$$\text{H}^{+} = 10^{-\text{pH}}$$

El pH oscil·la entre 0 i 14 (àcid-alcàli), i en aigües naturals està normalment controlat pel diòxid de carboni, bicarbonats i carbonats en equilibri. Es troba en un rang que es mou entre 4,5 i 8,5, essent ràpidament afectat per canvis en la producció i transport de substàncies húmiques, canvis en els equilibris dels carbonats, etc. L'acidesa o alcalinitat d'una solució d'aigua ve definida per l'escala:

< 4,5	Àcida
4,5-5,5	Moderadament àcida
5,5-6,5	Poc àcida
6,5-7,5	Neutre
7,5-8,5	Moderadament bàsica
8,5-9,5	Poc bàsica
> 9,5	Alcalina

4.4. ALCALINITAT

L'alcalinitat d'una mostra d'aigua és la capacitat d'alguns dels components de l'aigua (carbonats, bicarbonats, fosfats, silicats) d'acceptar protons i de lligar, d'aquesta manera, una quantitat equivalent d'àcids forts. La quantitat d'àcids forts necessaris per neutralitzar aquests ions dona l'alcalinitat total de l'aigua. L'alcalinitat de les aigües naturals amb un pH no superior a 8,3 ve donada pel seu contingut en sals d'àcid carbònic, bicarbonats i hidròxids, i és pràcticament idèntica a la duresa de carbonats. El principal compost és el bicarbonat càlcic, i en menor proporció el de sodi, potassi, ferro i magnesi.

La determinació de l'alcalinitat es realitza per valoració titrimètrica. Només si la mostra es guarda convenientment refrigerada a 4°C l'alcalinitat pot ser determinada en el laboratori. No obstant, com que és molt més acurada la determinació en el camp incloem la seva descripció en aquest capítol. La tècnica de valoració per titració consisteix en determinar el volum d'una solució d'una concentració d'àcid coneguda, generalment àcid sulfúric H_2SO_4 0,02N, que es necessita per reaccionar amb una solució que conté la substància a mesurar, en aquest cas, carbonats en aigua. La solució patró es col·loca en una bureta i es va afegint progressivament a un volum conegut de la mostra (100 ml), fins que aquesta canvia de color degut a la presència d'un indicador, normalment roig de metil 0,01%. La massa per volum de la substància a determinar (en equivalents l^{-1}) s'ha de calcular a partir de la següent equivalència química:

$$V_{\text{àcid}} \cdot N_{\text{àcid}} = V_{\text{mostra}} \cdot N_{\text{mostra}}$$

Una cop obtinguda la concentració de carbonats totals en meq l^{-1} serà necessari multiplicar el resultat pel seu pes molecular per obtenir la concentració corresponent en mg l^{-1} .

4.5. NITRATS

Una gran proporció dels nitrats continguts en la càrrega dissolta transportada pels rius, està associada al sistema sòl-planta, ja que prové de la mineralització de la matèria orgànica, i de l'aplicació d'adobs-N en el conreu de cereals. Els *inputs* atmosfèrics de nitrats en la precipitació i la fixació biològica del nitrogen atmosfèric poden ser també significatius, encara que la major font d'aquest element està relacionada amb les activitats agrícoles (Walling & Webb, 1981). Generalment, el nitrat que s'afegeix als camps de conreu es posa en forma de compostos amònics, encara que el que l'aigua renta, tan superficialment com subsuperficialment, són només els nitrats. Els nitrats tenen la particularitat, a diferència d'altres adobs com els fosfats i el potassi, que són molt solubles en l'aigua i, per tant, són rentats ràpidament per l'aigua que s'escola pels camps de conreu.

Una determinació aproximada del contingut de nitrats en l'aigua del riu es pot realitzar directament al camp mitjançant algun dels diversos kits que es troben en el mercat.

Instruments i material

Conductímetre, termòmetre d'alcohol o digital, phímetre, bureta, àcid sulfúric amb dosificador, pipeta, got de precipitats, reactiu, kit de nitrats

Pràctiques

1. Determinar la temperatura, conductivitat, pH, carbonats i nitrats en una mostra d'aigua, i indicar-ne les principal característiques físiques i químiques (grau d'acidesa,

mineralització, etc.)

2. Quina és la concentració d'ions d'hidrogen en una solució d'aigua amb un pH de 7,0?

3. Quina és quantitat d'àcid sulfúric 0,02N necessari per neutralitzar les bases una mostra d'aigua de 100 ml amb una concentració de carbonats de 80 meq l⁻¹?

III TREBALL DE LABORATORI

III TREBALL DE LABORATORI

Perquè els resultats de les anàlisis físiques i químiques de les mostres d'aigua obtingudes en el camp siguin fiables, cal que les mostres es preparin i es conservin d'una manera adequada, a fi de que no s'alterin o no es perdin cap de les seves propietats. En aquesta secció es descriuen els mètodes i tècniques de laboratori que s'utilitzen per a la preparació i conservació de les mostres d'aigua i sediment, i algunes de les determinacions físiques i químiques que es poden portar a terme. Per acabar, es posa l'èmfasi en la necessitat d'una bona calibració dels instruments de camp i de laboratori i els mètodes per a poder-ho fer, i es destaca la importància de la neteja i la conservació dels instruments de cara a un aprofitament òptim dels equips utilitzats.

1. PREPARACIÓ I CONSERVACIÓ DE LA MOSTRA

Un cop es tenen les mostres d'aigua de riu en el laboratori, cal procedir a separar l'aigua del sediment en suspensió que conté. Per això, filtrem la mostra mitjançant un equip de filtrat. Aquest equip està compost d'una bomba elèctrica, un tub de goma, un filtrador (figura 19), filtres de cel·lulosa de 0,45 micres, i pinces. Com a pas previ al filtrat cal tarar el filtre de cel·lulosa en la balança de precisió (valor de referència 80 mg). El procediment a seguir és el següent:

1. Descargolar el cos A del cos B
2. Col·locar el filtre, utilitzant les pinces, sobre la plataforma C
3. Enroscar de nou la part A i la part B
4. Un cop sacsejada la botella, abocar 250 ml d'aigua en el cos de filtrat A
5. Col·locar la tapadora D
6. Connectar el filtrador a la bomba de buit
7. Engagar la bomba, i esperar el temps necessari perquè tota l'aigua passi del cos del filtrador A a la part del filtrador B
8. Un cop tota l'aigua s'hagi filtrat, procedir a descarregar la part A de la part B, i retirar el filtre amb les pinces.
9. Col·locar el filtre en el portafiltres corresponent identificat amb el mateix número de la botella de la mostra.
10. Abans de filtrar de nou, netejar el filtrador amb aigua bidestilada

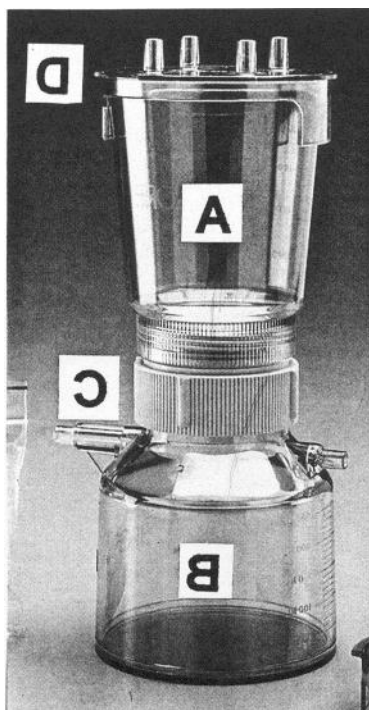


foto: catàleg Millipore

Figura 19. Equip de filtrat (Millipore, model Steril)

Fins que arribi el moment de portar a terme les anàlisis químiques seguirem els següents passos de conservació de les mostres:

1. 100 ml de la mostra per a l'anàlisi de cations es guarden en una ampolla convenientment identificada amb un solució d'àcid nítric (HNO_3) a la nevera a 4°C
2. 100 ml de la mostra per a l'anàlisi dels anions es guarda sense aditius en una ampolla identificada a la nevera a 4°C
3. 25 ml de la mostra per a l'anàlisi del silici es guarda sense aditius en una ampolla identificada a la nevera a 4°C

En condicions òptimes de disponibilitat dels equips d'anàlisi, la determinació de la concentració de silici s'ha de realitzar al cap de 24 o 48 hores. La resta d'anàlisis químiques s'han de realitzar en un termini màxim d'una setmana.

Instruments i material

Equip de filtrat (bomba, tub de goma, filtrador, portafiltres, filtres, pinces), balança de precisió

Pràctiques

1. Filtrar 250 ml d'una mostra d'aigua i separar-ne tres parts per a les anàlisis posteriors

2. DETERMINACIONS QUÍMIQUES

Donat el perill d'alteració i contaminació de la mostra que podria representar l'anàlisi de l'alcalinitat en el laboratori, especialment en èpoques de molta calor, el procediment per a determinar l'alcalinitat, o concentració de sals carbòniques com el bicarbonat i els hidròxids de carboni, ha estat explicat anteriorment en l'apartat de 4.4. de la secció de treball de camp. Pel que fa a l'aigua filtrada n'analitzarem, generalment, els cations majoritaris (Ca^{++} , Na^+ , Mg^{++} i K^+), els anions majoritaris (HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-}), i el silici (SiO_2). Les tècniques que s'utilitzen per a l'anàlisi dels diferents elements químics son: a) Plasma d'Inducció (ICP) per al silici, b) Absorció Atòmica (AAS) per als cations i metalls pesants, i c) Cromatografia Iònica (IC) per als anions. Detallem tot seguit alguns procediments per a la determinació en el laboratori de pràctiques de diversos elements químics, concretament la duresa, el calci, el magnesi i els clorurs.

2.1. DURESA

La duresa expressa generalment el contingut de l'aigua en compostos de calci i de magnesi. Es determina per complexometria amb el EDTA (àcid etilendiamino-tetraacètic, com a sal disòdica), que amb un pH = 10 s'uneix al calci i al magnesi. L'indicador que s'utilitza és una solució al 1% de negre de ericrom. El viratge del indicador és de vermell a blau. El procediment que es segueix és el següent:

A 100 ml de la mostra d'aigua s'afegeixen 2-3 gotes del reactiu indicat, més 2 ml de solució pH = 10. Es remou, i des d'una bureta s'afegeix solució de complexona 0,1 M (EDTA) remenant fins que el canvi de color s'hagi produït totalment, essent V el volum de EDTA gastat, i Pm el pes molecular del carbonat càlcic (100,08). El càlcul de la concentració es realitza mitjançant l'equació:

$$\text{CO}_3\text{Ca l}^{-1} = \{[V \cdot 0,1 \text{ M} \cdot (\text{Pm}/1000)] / 100\} \cdot 10^6$$

Convencionalment la duresa de l'aigua s'expressa en graus Francesos ($^\circ\text{TH}$) o en graus Alemany ($^\circ\text{dH}$), segons s'interpreti la seva equivalència en contingut de Carbonat Càlcic o de Òxid Càlcic respectivament. Les equivalències són:

$$\begin{aligned} 1 \text{ }^\circ\text{TH} &= 0,01 \text{ g CO}_3\text{Ca l}^{-1} \\ 1 \text{ }^\circ\text{dH} &= 0,01 \text{ g CaO l}^{-1} \end{aligned}$$

En termes generals, la duresa de l'aigua s'expressa sobre l'escala següent, com:

Molt dèbil	0 - 7 $^\circ\text{TH}$	0 - 4 $^\circ\text{dH}$
Dèbil	7 - 14 $^\circ\text{TH}$	4 - 8 $^\circ\text{dH}$
Semidura	14 - 21 $^\circ\text{TH}$	8 - 12 $^\circ\text{dH}$
Força dura	21 - 32 $^\circ\text{TH}$	12 - 24 $^\circ\text{dH}$
Dura	32 - 54 $^\circ\text{TH}$	18 - 30 $^\circ\text{dH}$
Molt dura	> 54 $^\circ\text{TH}$	> 30 $^\circ\text{dH}$

2.3. CALCI

De entre els elements del segon grup del sistema periòdic, el calci n'és el majoritari en l'aigua, jugant un paper molt important des del punt de vista fisicoquímic, tant en les aigües destinades a l'alimentació i usos domèstics, com en les aigües que s'utilitzen amb finalitat agrícola i industrial. Es determina per complexometria (EDTA), utilitzant com a indicador murexina, essent el pH del medi 12. Quan s'afegeix la complexona a la mostra d'aigua amb un pH adequat i amb l'indicador formant el complex amb el element, es produeix un desplaçament, formant-se l'ió amb la complexona, i canviant el color de la dissolució en el punt d'equivalència. El viratge del reactiu és de rosa a violeta. El procediment és el següent:

A 100 ml de mostra d'aigua s'afegeix una mica de murexina amb una espàtula i 10 ml d'una solució al 10% de NaOH. A continuació, s'afegeix des d'una bureta EDTA 0,1 M fins al canvi de l'indicador, essent V la quantitat de EDTA gastada i Pt el pes atòmic del calci (40,08). L'equació de càlcul és:

$$\text{mg Ca}^{++} \text{ l}^{-1} = \{[V \cdot 0,1 \text{ M} \cdot (\text{Pt Ca}^{++}/1000)] / 100\} \cdot 10^6$$

2.3. MAGNESI

El magnesi no es troba lliure en la naturalesa, sinó que es troba combinat com a carbonat MgCO_3 , o com a sulfat i clorur, formant part de sals dobles en diversos jaciments. El magnesi es troba en aigües en quantitats molt menors que el calci, encara que la seva importància biològica és gran ja que és indispensable en el desenvolupament de certs sistemes encimàtics (Catalán & Catalán, 1987). La determinació de la concentració del magnesi en aigua es realitza a partir de la duresa i el calci, per diferència. El pes atòmic del magnesi és 24.

$$\text{mg Mg}^{++} \text{ l}^{-1} = \{[V_{\text{duresa}} - V_{\text{Ca}} \cdot 0,1 \text{ M} \cdot (\text{Pt Mg}^{++}/1000)] / 100\} \cdot 1000000$$

2.4. CLORURS

L'ió clorur és un dels elements químics que estan sempre presents com a macrocomponent de les aigües. Depenent del tipus de terreny drenat, podem trobar-lo entre límits molts amplis degut a la seva extraordinària solubilitat (des de 2 mg l⁻¹ fins a 19 g l⁻¹ en l'aigua del mar). Els clorurs reaccionen amb el nitrat de plata per donar un precipitat blanc de clorur de plata. Una vegada consumits els clorurs presents en l'aigua, la gota d'excés de nitrat de plata reacciona amb l'indicador (cromat potàssic), per passar a donar un precipitat vermellós de cromat de plata. El procediment per a la determinació de la concentració de clorurs és el que segueix:

A 100 ml de la mostra d'aigua, s'afegeixen 5 gotes de CrO_4K_2 al 10%, i després des d'una bureta s'afegeix NO_3Ag 0,1 N fins que la barreja es torni vermella, essent V el volum de NO_3Ag gastat i Pt el pes atòmic del clorur (35,45). L'equació de càlcul és:

$$\text{mg Cl}^{-} \text{ l}^{-1} = \{[V \cdot 0,1 \text{ N} \cdot (\text{Pt Cl}^{-}/1000)] / 100\} \cdot 1000 \cdot 1000$$

Instruments i material

Bureta, pipeta, vasos de precipitats, reactius, àcids

Pràctiques

1. Determinar la duresa de l'una mostra d'aigua i caracteritzar-ne la seva concentració
2. Avaluar les concentracions de calci, magnesi i clorurs, mitjançant els diferents procediments presentats

3. ANÀLISI GRANULOMÈTRICA DEL SEDIMENT

L'anàlisi física de les mostres de sediment en suspensió, de càrrega de fons i de material del llit del riu consisteix en l'avaluació de la distribució granulomètrica i la composició mineralògica del sediment recollit. La composició mineralògica del sediment es realitza mitjançant un instrument anomenat difractòmetre basat en la tècnica de difracció raigs X.

Per a l'avaluació del sediment en suspensió dipositat en els filtres de cel·lulosa obtinguts després del procés de filtrat de la mostra d'aigua, utilitzarem la balança de precisió. Els passos a seguir són:

1. Com a pas previ a la pesada, el filtre ha d'estar totalment sec
2. Obrir la porta de la balança electrònica
3. Extreure el filtre amb les pinces i dipositar-lo en el plat de la balança
3. Tancar la porta de la balança i esperar uns segons fins que la lectura s'estabilitzi
4. Anotar el pes i retirar el filtre

El procediment de càlcul de la concentració de sediment en suspensió es detalla més endavant.

Pel que fa a l'avaluació de la distribució en percentatges de cadascun dels calibres del sediment mostrejat com a càrrega de fons o material del llit del riu, cal realitzar un procés de garbellat (foto 9) mitjançant una torre granulomètrica. Aquest aparell està compost de diversos sedassos amb llums diferents (generalment des de 0,063 mm fins a 64 mm) situats sobre una caixa vibratòria amb temporitzador. Els passos a seguir són els següents:

1. Les mostres han d'estar seques abans d'iniciar el procés de garbellat
2. Pesar la mostra total en la balança (si és necessari pel gran volum de material, es pot quarterjar la mostra)
3. Dipositar la mostra en la part superior de la torre
4. Col·locar la tapadora metàl·lica superior i enroscar els fixadors
5. Activar el temporitzador entre 5 i 10 minuts
6. Un cop la mostra garbellada, col·locar el sediment dipositat en el primer garbell en un recipient de plàstic prèviament tarat.
7. Procedir a pesar el sediment del primer garbell en la balança de precisió. Anotar en la fitxa de laboratori corresponent
8. Realitzar la mateixa operació amb la resta de garbells utilitzats
9. Si és necessari pel seu pes dins de la mostra, les pedres més grans de 8 mm es mesuren una per una mitjançant el peu de rei; la mesura del còdol correspon a l'eix b

Un cop la mostra s'ha garbellat cal netejar amb un pinzell tots i cadascun dels sedassos i els recipients utilitzats, així com apagar la balança. El càlcul de la distribució granulomètrica de la mostra es presenta en el capítol sota el mateix títol.



(foto Oscar Alisedo)

Foto 9. Garbellat de mostres de sediment en el laboratori, torre granulomètrica i distribució per mides (laboratori de preparació de mostres, Dpt. Medi Ambient i Ciències del Sòl, UdL)

Instruments i material

Filtres, balances de precisió, pinces, torre granolomètrica, recipients de plàstic, pinzell

Pràctiques

1. Avaluar el total de sediment en suspensió de les mostres d'aigua obtingudes en el camp
2. Determinar la distribució granulomètrica de les mostres de càrrega de fons obtingudes en el camp

4. NETEJA DEL MATERIAL DE CAMP I DE LABORATORI

Donat que el risc de contaminació de les mostres és molt elevat, cal realitzar una neteja meticulosa de les botelles destinades a la recollida de les mostres d'aigua i sediment. Un procediment de neteja fiable consisteix en deixar-les durant 24 hores amb una solució d'àcid nítric 0,01 N al 10% i posteriorment rentar-les diverses vegades amb aigua bidestilada fins que la conductivitat resultant sigui menor a $5 \mu\text{S cm}^{-1}$.

Així mateix caldrà tenir cura de netejar tots els instruments de mesura abans de realitzar noves mesures en el camp o proves en el laboratori, molt especialment si les mostres d'aigua corresponen a rius diferents. La neteja s'efectuarà rentant els instruments amb aigua destil·lada tantes vegades com sigui necessari, fins que la solució resultant tingui una conductivitat menor a $5 \mu\text{S cm}^{-1}$.

IV TREBALL DE GABINET

IV TREBALL DE GABINET

1. CÀLCULS HIDRÀULICS

Donat que la part teòrica i de treball de camp referides a aspectes d'hidràulica han estat ja presentades anteriorment, es plantegen a continuació alguns problemes de càlcul sobre geometria hidràulica, velocitat i cabals.

Instruments i material

Calculadora, taula de coeficients de Manning

Pràctiques

1. A partir de les dades de camp demostra el principi de continuïtat al llarg del tram de riu analitzat

Problemes

1. Quin cabal passarà per una canonada de 60 cm de diàmetre quan estigui plena ($n=0,013$; $s=0,00279$)
2. Quina és la velocitat mitjana de l'aigua que circula per un riu net, ondulat amb fondals i soms, amb un pendent de 0,0095, una amplada de 5 metres i una fondària de 0,45 m?
4. En un laboratori hidràulic s'ha mesurat un cabal de $0,393 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en una canal rectangular de 1,2 m d'ample i 0,6 m de fondària. Si el pendent del canal és de 0,0004, quin és el factor de rugositat (n) pel revestiment del canal?
5. Amb quin pendent s'instal·larà un tub de clavegueram vitrificat de 60 cm de diàmetre perquè hi pugui circular un cabal de $0,162 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en el moment en que aquest tub es trobi completament ple ($n=0,013$)

2. DETERMINACIÓ DEL NIVELL DE CANAL PLE O BANKFULL

Després de realitzar el perfil transversal i determinar la altura del cabal *bankfull* en el canal, bé anteriorment al camp bé a partir de la seva representació gràfica, el cabal es calcula a partir de la fórmula

$$Q = A \cdot v$$

on A és l'àrea o capacitat del canal en m² i v és la velocitat en m s⁻¹. La velocitat es pot estimar a partir de la fórmula de Manning. El cabal *bankfull* (Q_{bkt}) també es pot calcular mitjançant l'equació obtinguda per Williams (1978) a partir de l'anàlisi de 233 seccions transversals en planes al·luvials actives:

$$Q_{bkt} = 4 \cdot A^{1,21} \cdot s^{0,28}$$

on A és l'àrea ocupada pel cabal de canal ple i s és el pendent del llit del riu adimensional. Es presenta ara un exemple de determinació del nivell *bankfull* seguint el mètode de raó mínima amplada 7 fondària (veure secció pràctiques de camp) en un riu de grava (figura 20).

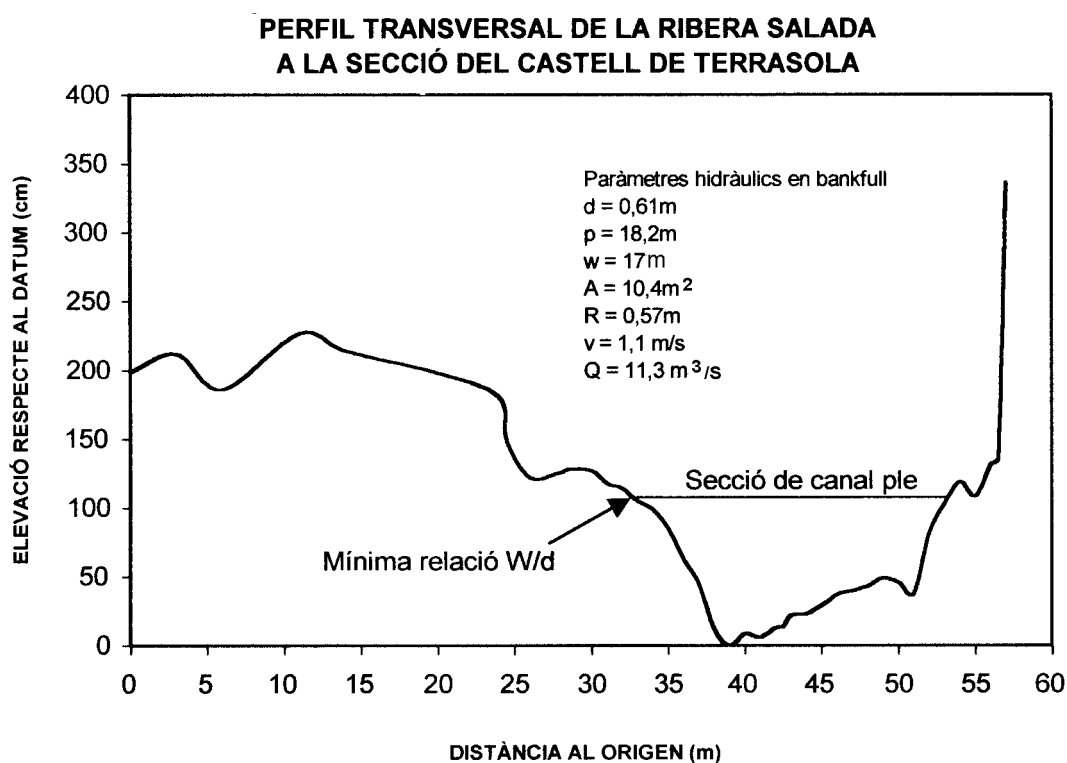


Figura 20. Determinació del nivell bankfull a partir d'un perfil transversal

Pràctiques

1. Dibuixa els perfils transversals de les seccions amb les dades obtingudes al camp
2. A partir dels perfils topogràfics realitzats al camp calcula diferents cabals representatius per cada secció (cabals inferiors a *bankfull*, *bankfull* i per sobre *bankfull*)

3. AVALUACIÓ DE LES CONCENTRACIONS DE SEDIMENT

En aquest apartat es presenten els procediments de càlcul per a la determinació de les concentracions de sediment en suspensió i càrrega de fons a partir de les mostres recollides en el camp i el treball previ de preparació realitzat en el laboratori.

3.1. SEDIMENT EN SUSPENSIO

El procediment per al càlcul de la concentració de sediment en suspensió és molt senzill i es realitza a partir dels resultats obtinguts durant el procés de filtrat de les mostres. Els valors que necessitem són els següents:

- Quantitat d'aigua filtrada
- Tara del filtre
- Pes del filtre eixut

Mitjançant la següent fórmula podem determinar quina és la quantitat de sediment en suspensió que el riu transportava en el moment de la recollida de la mostra:

$$S_s = [(P_f - T_f) \cdot (1 \text{ litre} / V)] / 1 \text{ litre}$$

on S_s és la concentració de sediment en suspensió (mg l^{-1}), P_f és el pes del filtre eixut (mg), T_f és la tara del filtre (mg), i V és el volum d'aigua filtrada (l).

3.2. CÀRREGA DE FONTS

El procediment de càlcul de la concentració de càrrega de fons o taxa de transport es realitza a partir de les següents premisses:

- Amplada del riu on s'han pres les mostres (m)
- Temps de mostreig (s)
- Pes total de la mostra recollida (g)
- Entrada de sediment del mostrejador Helley-Smith (0,076 m)

La fórmula per al càlcul de la taxa de transport de fons és la següent:

$$i_b = [P \cdot (W / 0,076 \text{ m})] / t$$

on i_b és la taxa de transport de càrrega de fons (g s^{-1}), P és el pes total de la mostra (g), w és l'amplada del canal (m), i t és el temps de mostreig (s).

Instruments i material
Calculadora

Pràctiques

1. Calcular la concentració de sediment en suspensió de les mostres
2. Avaluar la taxa de transport de càrrega de fons a partir dels valors obtinguts durant el procés de garbellat al laboratori

4. ELABORACIÓ I INTERPRETACIÓ DE CORBES GRANULOMÈTRIQUES

L'anàlisi estadística dels resultats del garbellat de les mostres de càrrega de fons i material fluvial ens permet establir i caracteritzar la distribució granulomètrica de cadascuna d'elles. El primer pas consisteix a construir una taula de freqüències acumulades com la següent:

Classe (mm)	Pes (gr)	%	$\Sigma\%$
(<0,063)	2	1,1	1,1
(0,063-0,125)	5	2,7	3,8
(0,125-0,25)	4	2,2	6,0
(0,25-0,5)	10	5,5	11,5
(0,5-1)	84	46,1	57,6
(1-2)	24	13,1	70,7
(2-4)	16	8,9	79,6
(4-8)	12	6,7	86,3
(>8)	25	13,7	100,0

A partir d'aquesta taula i utilitzant el valor mig de cada classe com a punt referència, realitzarem el corresponent gràfic de freqüències acumulades (figura 21), que ens permetrà caracteritzar la mostra de sediment. El paràmetre estadístic més comunament utilitzat per a la caracterització granulomètrica del material d'una mostra és el percentil 50 o mida mitjana del material. Hi ha diverses escales per a classificar el sediment segons la seva mida, encara que difereixen poc entre elles. Una de les més utilitzades és la del National Research Council de 1947:

Classe (mm)	Classificació
(<0,063)	Llims i argiles
(0,063-0,125)	Sorra molt fina
(0,125-0,25)	Sorra fina
(0,25-0,5)	Sorra mitjana
(0,5-1)	Sorra grossa
(1-2)	Sorra molt grossa
(2-4)	Graves molt fines (granuls)
(4-8)	Graves fines
(8-16)	Graves mitjanes
(16-32)	Graves grosses
(32-64)	Graves molt grosses
(64-128)	Còdols
(>128)	Blocs

Les mostres classificades per mides es representen gràficament (abscisses en divisió

logarítmica amb els intervals de mides i ordenades amb els pesos acumulats d'aquestes mides) per a obtenir una sèrie de paràmetres estadístics que permetin la comparació entre mostres diverses.

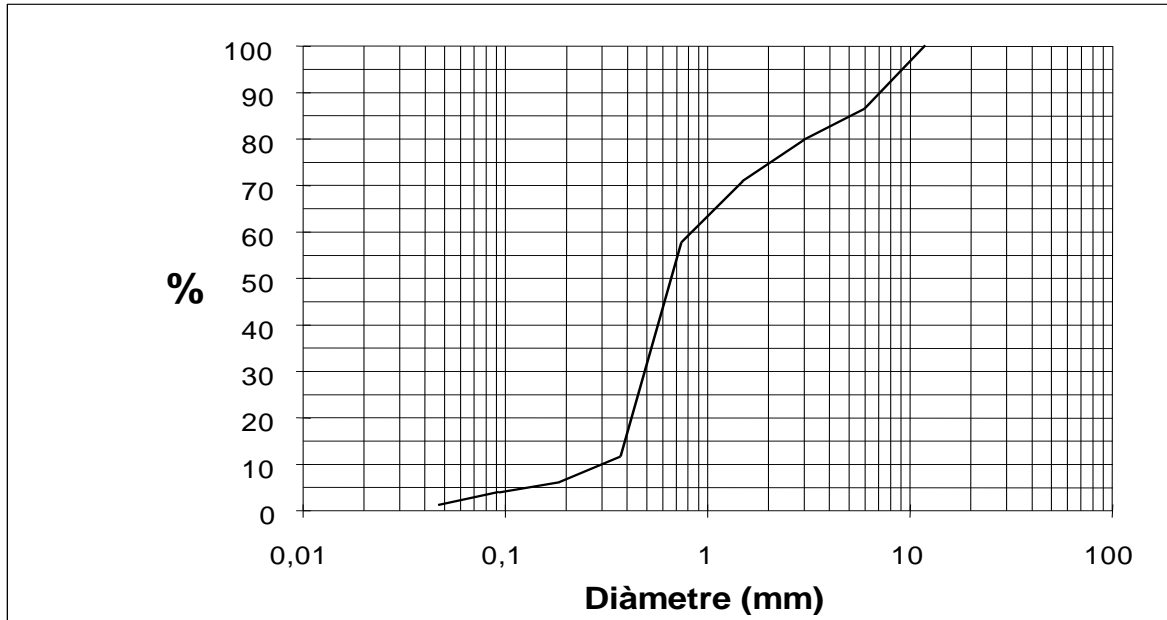


Figura 21. Corba granulomètrica d'una mostra de material al·luvial

La mitjana o D_{50} , percentil 50 de la mostra representa el valor central de la distribució en relació al qual el 50% de la mostra té una mida menor i el 50% major. El grau d'uniformitat de la mostra (classificació) representa la dispersió de les mides a cada costat de la mitjana:

- En una mostra ben classificada el rang de mides és molt petit i la corba presenta un gran pendent en un gràfic de freqüències acumulades (figura 22)
- En una mostra mal classificada el rang de mides és molt ampli i la corba presenta poc pendent en un gràfic de freqüències acumulades (figura 22)

Un índex de dispersió de les mostres va ser proposat per Folk & Ward (1957), que comprèn valors entre el 5% y el 95% del global de la mostra; és el gràfic d'inclusió normalitzat expressat com

$$\sigma = \{(\phi_{84} - \phi_{16}) / 4\} + \{(\phi_{95} - \phi_5) / 6,6\}$$

que indica

- Molt bona classificació: $\sigma < 0,35$
- Bona classificació: $0,35 > \sigma < 0,70$
- Moderada classificació: $0,70 > \sigma < 1$
- Pobre classificació: $1 > \sigma < 2$
- Molt pobre classificació: $\sigma > 2$ (mostra molt dispersa)

Per al exemple proposat (figura 22) l'índex seria el següent:

Per la corba (a),
 $D_{84} = 19 \text{ mm}$
 $D_{16} = 7 \text{ mm}$
 $D_{95} = 25 \text{ mm}$
 $D_5 = 5 \text{ mm}$

i transformant mitjançant $\phi = -\log_2 D$

$$\sigma = \{(\phi_{84} - \phi_{16}) / 4\} + \{(\phi_{95} - \phi_5) / 6,6\}$$

$$\sigma = |0,71|$$

i per la corba (b),
 $D_{84} = 70 \text{ mm}$
 $D_{16} = 0,5 \text{ mm}$
 $D_{95} = 220 \text{ mm}$
 $D_5 = 0,125 \text{ mm}$

i transformant mitjançant $\phi = -\log_2 D$

$$\sigma = |3,42|$$

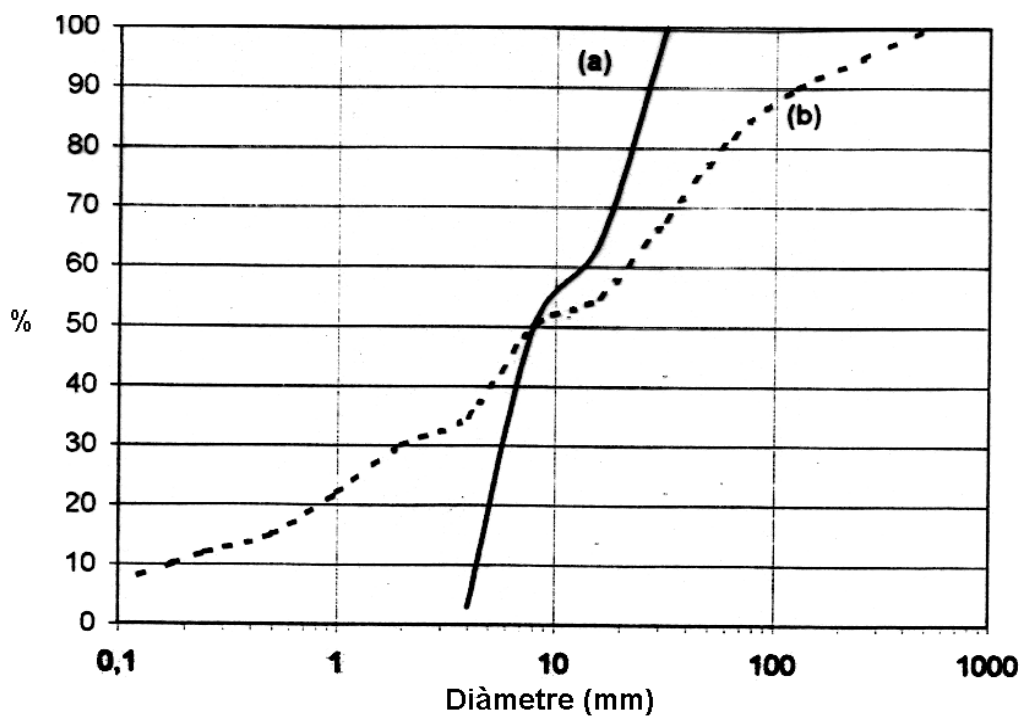


Figura 22. Corbes granulomètriques de sediment ben classificat (a) i poc classificat (b)

La classificació de les mostres a i b (X) en el gràfic d'inclusió normalitzat en

comparació amb diverses tipologies de rius es presenta a la figura 23.

Instruments i material

Full de càlcul (Lotus 123, Excel, Quattro Pro) o, en el seu defecte, calculadora, paper mil·limetrat, regla i llapis

Pràctiques

1. Realitzar l'anàlisi estadística de les mostres de transport de fons o material del llit del riu garbellades o a partir de contatge de còdols (corba granulomètrica, estadístics bàsics), i caracteritzar el tipus de material que les componen

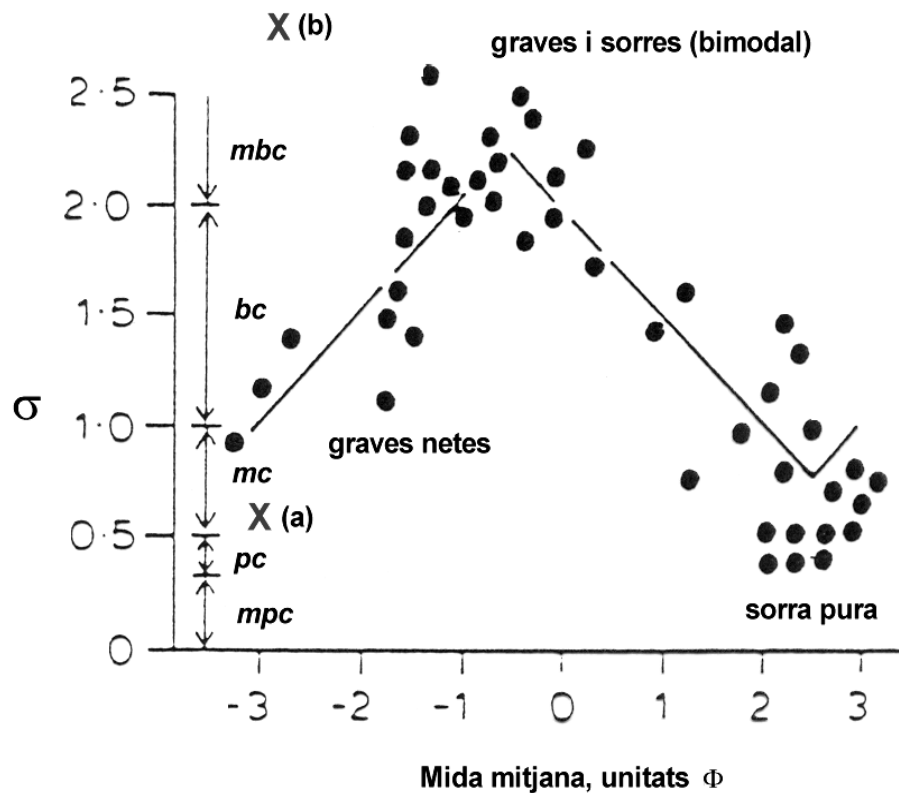


Figura 23. Gràfic d'inclusió normalitzat (índex de dispersió de mostres) segons Folk & Ward (1957). A l'exemple, D_{50} és 8 mm $\rightarrow \phi = -\log_2(8) = -3$

5. EXPORTACIÓ DE SEDIMENT D'UNA CONCA

La manera més fiable de calcular la producció de sediment en conques de drenatge és fer-ho a partir de dades obtingudes a la sortida de la conca, tant de transport de sediment com de cabals. El problema és que la càrrega de sediment que transporten els rius s'ha de calcular sovint a partir de cabals continus però amb dades de concentracions discretes. Usualment s'utilitzen dos procediments estadístics per a realitzar aquest càlcul:

a) A partir del producte de la mitjana del cabal per la mitjana de les concentracions mesurades, tant en el cas de poques mostres de sediment com en el cas de relacions estadístiques no significatives entre concentració i cabal

b) A partir de la relació estadística significativa entre el cabal i la concentració de sediment, que prediu concentracions no mesurades, aplicada a una corba de freqüències de cabals (figura 24)

El mètode del producte de la mitjana de cabal per la concentració acostuma a subestimar la càrrega de sediment, especialment en sèries de dades on el número de mostres obtingudes durant les crescudes és baix i, per tant, poc representatiu del comportament hidrològic general de la conca.

El mètode de freqüències de cabals, que treballa sobre un nombre de bandes de cabals ponderades per la seva freqüència, implica l'ús de concentracions no mesurades estimades a partir de la relació estadística entre concentració de sediment i cabal (taula 2). La major part d'estimacions fetes utilitzant aquest mètode són més baixes que les càrregues reals que transporten els rius, ja que han estat subestimades a causa del biaix estadístic.

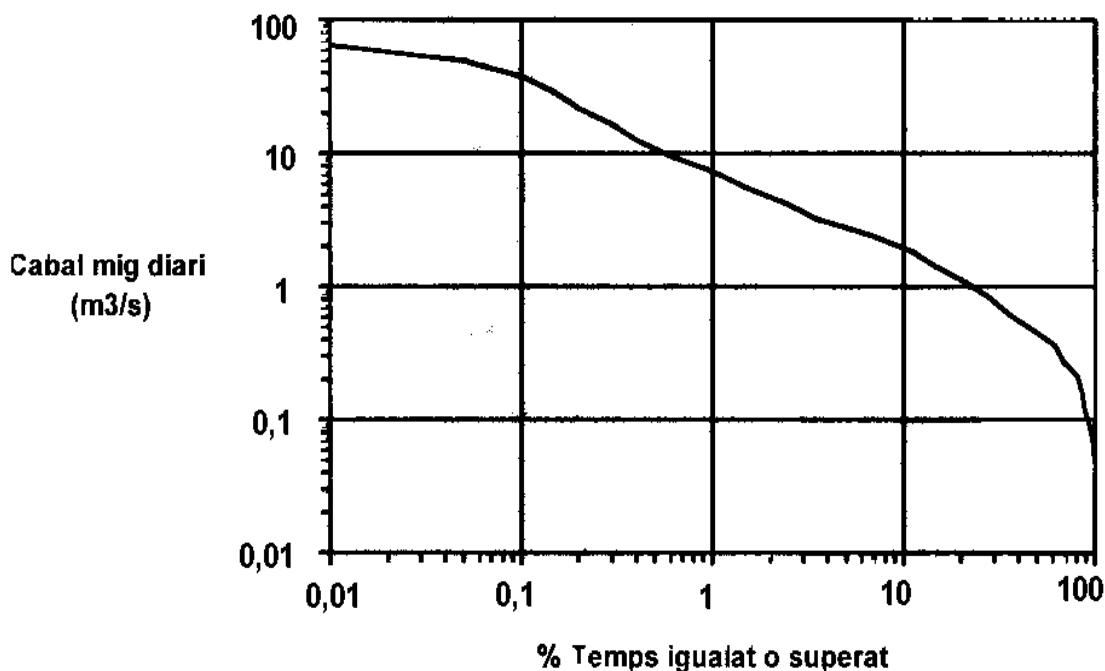


Figura 24. Corba de Freqüència de Cabals de la conca d'Arbúcies (Batalla, 1993)

Taula 2. Càlcul de la producció de sediment en una conca de drenatge (Arbúcies, Batalla & Sala, 1994)

Interval (%)	Punt-mig	Freqüència (%)	Cabal (l s ⁻¹)	Taxa transp. (g m ⁻¹ s ⁻¹)	Amplada (m)	Càrrega fons** (t)	Taxa transp. (mg l ⁻¹)	Càrrega Susp.** (t)
(0-5)*	2,5	2,5	3900	264,2	6,5	2086,8	538,8	1576,0
(5-10)	7,5	5	2050	102,0	6,0	1487,2	186,5	573,3
(10-15)	12,5	5	1500	64,2	5,0	780,6	111,4	250,6
(15-20)	17,5	5	1200	46,2	4,5	504,9	77,1	138,7
(20-25)	22,5	5	1000	35,3	4,5	385,5	57,0	85,6
(25-30)	27,5	5	850	27,7	4,0	269,4	43,6	55,6
(30-35)	32,5	5	760	23,5	4,0	228,3	36,3	41,3
(35-40)	37,5	5	675	19,7	4,0	191,5	29,8	30,2
(40-45)	42,5	5	600	16,6	4,0	160,9	24,6	22,1
(45-50)	47,5	5	550	14,6	4,0	141,5	21,3	17,5
(50-55)	52,5	5	475	11,7	4,0	113,9	16,7	11,9
(55-60)	57,5	5	400	9,1	4,0	88,3	12,6	7,5
(60-65)	62,5	5	380	8,4	4,0	81,8	11,6	6,6
(65-70)	67,5	5	350	7,5	4,0	72,5	10,1	5,3
(70-75)	72,5	5	275	5,2	4,0	50,7	6,8	2,8
(75-80)	77,5	5	240	0,0	3,5	0,0	5,4	1,9
(80-85)	82,5	5	210	0,0	3,5	0,0	4,3	1,4
(85-90)	87,5	5	180	0,0	3,0	0,0	3,4	0,9
(90-95)	92,5	5	120	0,0	3,0	0,0	1,7	0,3
(95-100)	97,5	5	90	0,0	3,0	0,0	1,1	0,1

(* No hi ha dades fiables per sobre el cabal *bankfull*)

(** Producció mitjana anual = freqüència de cabal · taxa de transport · 0.3)

Taxa de transport de fons: $i_b = 0,0008 Q^{1,47}$ ($r^2=0,47$; N=72)

Concentració de sediment en suspensió: $S_s = 0,0004 Q^{1,63}$ ($r^2=0,70$; N=240)

Problemes

1. Quina és la producció de sedimenten suspensió d'una conca que registra un cabal mig anual de $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ i una concentració mitjana de 155 mg l^{-1} ?
2. Quina és la taxa mitjana de transport de fons en una secció d'un riu de 9 metres d'ample, una producció mitjana anual de 3200 t i un cabal mig de $2,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$?

BIBLIOGRAFIA

Bibliografia bàsica general ⁽¹⁾

- Billi, P. & diversos (1992): *Dynamics of gravel-bed rivers*. Chichester, John Wiley & Sons, 1992, 673 p.
- Carling, P.A. & Petts, G.E. (eds.) (1992): *Lowland floodplain rivers: geomorphological perspectives*. Chichester, John Wiley & Sons, 302 p.
- Dingman, S.L. (1984): *Fluvial hydrology*. New York, Freeman, , 383 p.
- Henderson, F.M. (1966): *Open channel flow*. New York, McMillan, 279 p.
- Knighton, D. (1984): *Fluvial forms and processes*. London, Edward Arnold, 218 p.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. & Miller, J.P. (1964): *Fluvial processes in geomorphology*. San Francisco, Freeman, 522 p.
- Leopold, L. B. (1994): *A View of the river*. Cambridge, Mass., Harvard University Press, 298 p.
- Morisawa, M. (1985): *Rivers: forms and process*. New York, Longman, 222 p.
- Newson, M.D. (1994): *Hydrology and the river environment*. Oxford, Clarendon Press, 1994
- Richards, K. (1982): *Rivers. Form and process in alluvial channels*. London, Methuen, 361 p.
- Schumm, S.A. (ed.) (1972): *River morphology*. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross, 429 p.
- Schumm, S.A. (1977): *The Fluvial system*. New York, John Wiley, 338 p.
- Thorne, C.R., Bathurst, J.C. & Hey, R.D. (eds.) (1987): *Sediment transport in gravel-bed rivers*. Chichester, John Wiley & Sons, 995 p.

⁽¹⁾ A les biblioteques de la Universitat de Lleida

Bibliografia citada en el text

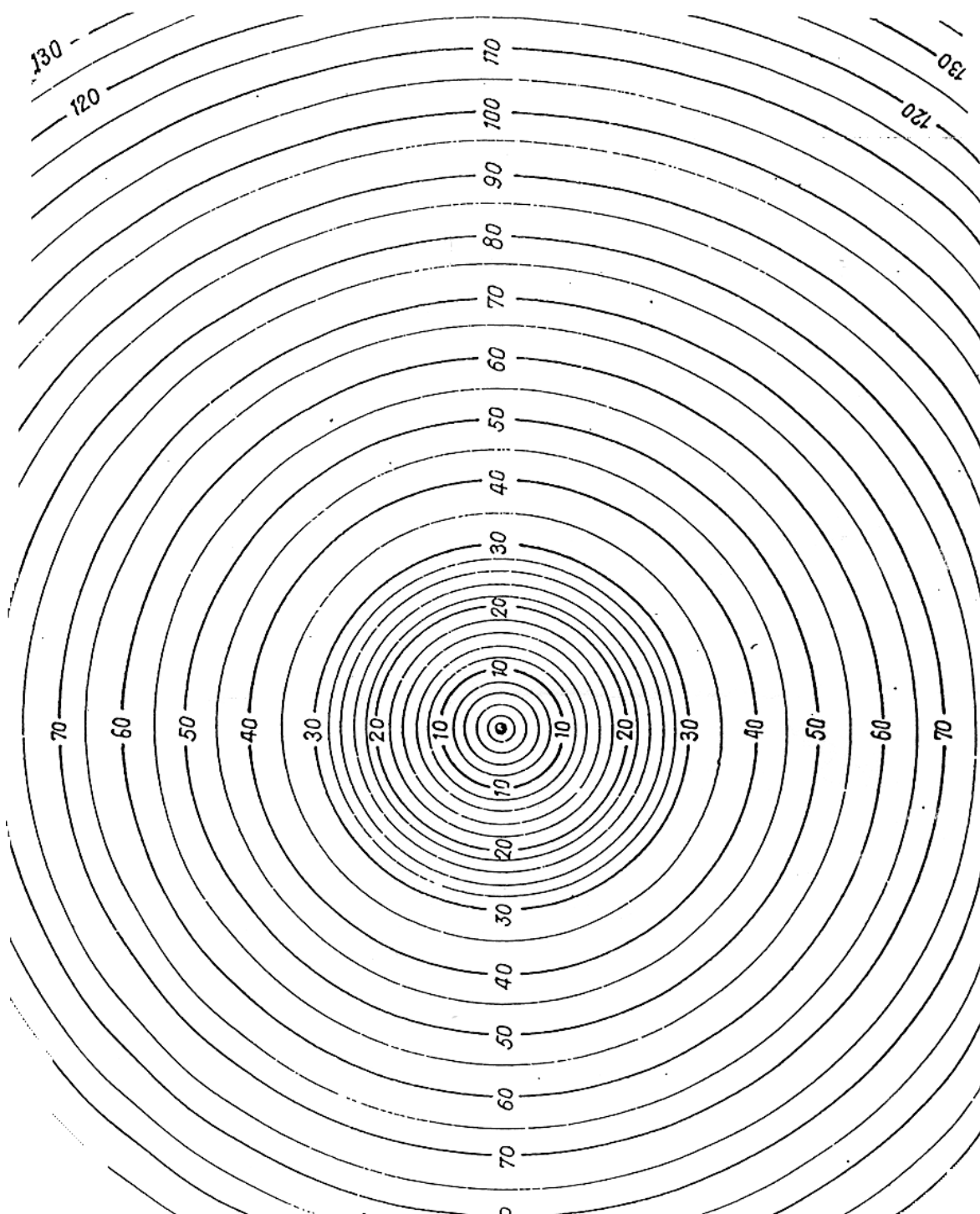
- Allen, J.R.L. (1977): Changeable rivers: some aspects of their mechanics and sedimentation. A: Gregory, K.J. (de.): *River channel changes*. Wiley, Chichester, 15-46
- Batalla, R.J. (1993): *Contribució del transport de sorres al balanç de sediment d'una conca granítica mediterrània*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 199 pp.
- Batalla, R.J. & Sala, M. (1994): Magnitud y frecuencia del transporte fluvial de sedimento en una cuenca mediterránea semihúmeda. *Pirineos*, 143-144, 3-15
- Batalla, R.J. & Sala, M. (1994): Temporal variability of suspended sediment transport in a Mediterranean sandy gravel-bed river. *International Symposium on variability in stream erosion and sediment transport*. Canberra, IAHS Publ. 224, 299-305
- Batalla, R.J. & Rovira, A. (1997): Field observation on short-term bedload variability associated with the passage of sand dunes under steady flow conditions. *Meeting on Mediterranean Erosion*, Commission on Land Degradation, International Geographical Union, Roges di Rende, Italia
- Catalán Lafuente, J. & Catalán Alonso, J.M. (1987): *Ríos: caracterización y calidad de sus aguas*. Madrid, Dihidrox, 260 p.
- Chandler, T.J. (1992): *A test of bed-material load transport models, Nottawasaga River, Ontario, Canada*. Unpublished MS Thesis, University of Guelph

- Church, M.A., McLean, D.G. & Wolcott, J.F. (1987): River bed gravels: sampling and analysis. A: Thorne, C.R., Barthurst, J.C. & Hey, R.D. (eds.): *Sediment transport in gravel-bed rivers*. John Wiley & Sons, 43-88
- Church, M.A., McLean, G., Kostaschuk, R. & Tassone, B. (1987): Sediment transport in the Lower Fraser River: Field excursion. *19th General Ass. Intern. Union Geod. and Geophys.*
- Dietrich, W.E. and Gallinati, J.D. (1991): Fluvial geomorphology. A: Slaymaker, O. (ed.): *Field experiment and measurement programmes in Geomorphology*. Rotterdam, A.A. Balkema, 169-220
- Emmett, W.W. (1970): The hydraulics of overland flow. *United States Geological Survey Professional Paper*, 662A.
- Emmett, W.W. (1984): Measurements of bedload in rivers. A: Hadley, R.F. & Walling, D.E. (eds.): *Erosion and sediment yield: some methods of measurement and modelling*. London, Geo Books. pp. 89-109
- Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology*, vol. 27, pp. 3- 26
- García, C. (1998): Métodos para la caracterización granulométrica en ríos de gravas. *Acta Geològica Hispànica*, (en premsa)
- Helley, E.J. & Smith, W. (1971): Development and calibration of a pressure difference bedload sampler. *United States Geological Survey Open File Report*, 1971.
- Hjulström, F. (1935): Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute*, University of Uppsala, 25, 221-527
- Langbein, W.B. & Schumm, S.A. (1958): Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Am. Geophys. Union Trans.*, 39, 1076-1084
- Leopold, L.B. & Maddock, T. (1953): The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geological Survey Professional Paper*, 252, 1-57
- Llorens, P., Gallart, F. & Alvera, B. (1989): Aforos por el método de dilución. A: Sala, M. & Gallart, F. (eds.): *Métodos y técnicas para la medición de campo de procesos geomorfológicos*. Zaragoza, Sociedad Española de Geomorfología, Monografía nº 1, 61-63
- Martín Vide, J.P., Bladé, E., Batalla, R.J. & Pernas, J. (1994): *Deducció de la corba de desguàs de l'estació d'aforament de la riera d'Arbúcies*. Memòria de l'estudi en col·laboració amb la Junta d'Aigües, Generalitat de Catalunya, 17 p.
- Mateu, J.F. (1984): El problema medioambiental de las aguas continentales. A: Diversos (eds.): *Geografía y medio ambiente*. Monografías de la Dirección General del Medio Ambiente, Madrid, 133-182
- Richards, K. (1982): Rivers. *Form and process in alluvial channels*. London, Methuen, 361 p.
- Rouse, J. (1938): Experiments on the mechanics of sediment suspension. *Proc. 5th Int. Congr. Appl. Mech.*, Cambridge, Mass.
- Sala, M. & Rovira, J. (1987): La xarxa de vigilància fluvial. *Notes de Geografia Física*, 16, 1-10
- Sala, M. & Gallart, F. (1988): *Métodos y técnicas para la medición de campo de procesos geomorfológicos*. Zaragoza, Sociedad Española de Geomorfología, Monografía nº 1.
- Schoklitsch, A. (1950): *Handbuch des Wasserbaues*. Viena, Springer.
- Segura Beltran, F. (1987): La influencia del *armouring* sobre las características de los sedimentos de algunas ramblas del Pais Valenciano. *X Nacional de Geografía*, Zaragoza, Volumen de Comunicaciones 1, 81-92

- Shields, A. (1936): *Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebepbewegung*. Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, 26, 25p.
- Strahler, A. (1987): *Geografia Física*. Omega, Barcelona, 767 p.
- Walling, D.E. & Webb, B.W. (1981): Water quality. A: Lewin, J. (ed.): *British Rivers*. 126-169.
- Williams, J.C. Bank-full discharge of rivers. *Water Resources Research*, 14, 6, 1141-1154

ANNEX

1. Plantilla de radis de curvatura per a còdols (*dibuix: GRAM*)
2. Fitxa de camp
3. Fitxa de laboratori
4. Fitxa de mesura de còdols
5. Mapa de la ribera Salada



Valors en mm

FITXA DE CAMP							
Lloc:		Estació:		Lectura escala:			
Responsable:				Data i hora:			
Observacions generals:							
Precipitació:							
Humitat Sòl (Speedy):				Humitat Sòl (TDR):			
Paràmetres hidràulics:		Interval	W	d	c1	V1	V2
· Amplada total:		W1					
· Fondària mitjana:		W2					
· Perímetre mullat:		W3					
· Radi hidràulic:		W4					
· Area secció:		W5					
· Pendent:		W6					
		W7					
· Molinet:		W8					
· Temps:		W9					
· Velocitat mitjana:		W10					
· n Manning:		W11					
		W12					
		W13					
		W14					
		W15					
		W16					
		W17					
		W18					
		W19					
		W20					
Cabal:							
· Estimació visual:		· Galleda:		· (A · v):			
· Dilució:		· Mi:	· Vi:	· Ci:		· Interval:	
		· Conductivitats:					
Determinacions de camp:							
· Temperatura:				· pH:			
· Conductivitat:				· Conductivitat 25°C:			
· Alcalinitat:		· Àcid:		· Vol. mostra:		· Vol. àcid:	
Mostreig de sediment en suspensió:							
· Mostra n°:		· Anàlisi visual:					
· Mostra n°:		· Anàlisi visual:					
· Mostra n°:		· Anàlisi visual:					
Mostreig de càrrega de fons:							
· Mostra n°:		· Temps:		Observacions:			
· Mostra n°:		· Temps:					
· Mostra n°:		· Temps:					

FITXA DE LABORATORI							
Responsable:				Data i hora:			
Observacions generals:							
Preparació de les mostres:							
· Mostra nº:		· Mostra nº:		· Mostra nº:			
· Quantitat filtrada:		· Quantitat filtrada:		· Quantitat filtrada:			
· Filtre nº:		· Filtre nº:		· Filtre nº:			
· Tara filtre:		· Tara filtre:		· Tara filtre:			
Determinacions químiques:							
· Mostra nº:							
· Duresa:		Vol. EDTA:					
· Calci:		Vol. EDTA:					
· Magnesi:							
· Clorur:		Vol NO3Ag:					
· Mostra nº:							
· Duresa:		Vol. EDTA:					
· Calci:		Vol. EDTA:					
· Magnesi:							
· Clorur:		Vol NO3Ag:					
· Mostra nº:							
· Duresa:		Vol. EDTA:					
· Calci:		Vol. EDTA:					
· Magnesi:							
· Clorur:		Vol NO3Ag:					
Avaluació del sediment en suspensió:							
· Mostra nº:		· Mostra nº:		· Mostra nº:			
· Pes filtre:		· Pes filtre:		· Pes filtre:			
Anàlisi granulomètrica de les mostres de càrrega de fons:							
Classe (mm)	Mostra nº	Mostra nº	Mostra nº				
(<0,063)							
(0,063-0,125)							
(0,125-0,25)							
(0,25-0,5)							
(0,5-1)							
(1-2)							
(2-4)							
(4-8)							
(8-16)							
(>16)							
Còdol més gran							
Pes total							

